

熱帯太平洋の水温・塩分変動の特徴とその大気海洋相互作用および海面高度変動との関連

著者	安藤 健太郎
学位授与機関	Tohoku University
学位授与番号	1177
URL	http://hdl.handle.net/10097/45668

博士論文

熱帯太平洋の水溫・塩分変動の特徴と
その大気海洋相互作用および海面高度変動との関連

安藤 健太郎

平成 13 年 11 月

(要旨)

本研究は、熱帯太平洋域表層における塩分変動の重要性を指摘し、海面水温や海洋の力学高度変動への影響を具体的に解析することを目的とした。第1章では、熱帯太平洋域の特徴的な現象であるエル・ニーニョ現象とエル・ニーニョに対する熱帯太平洋域での塩分変動の重要性についてレビューし、本研究の意義を述べる。

第2章では、表層の水温・塩分データを用いて、表層の低い塩分により浅い混合層と温度躍層上端の間に塩分躍層として形成され、湧昇による表層混合層の冷却を阻止（バリアー）する役割があるとされているバリアレイヤーおよび塩分の役割について着目し、表層混合層の経年変動に関して解析し、エル・ニーニョに関連して変動することを示した。エル・ニーニョ時には、高温・低塩の混合層が中央太平洋から東太平洋で、厚いバリアレイヤーを伴って現れることが示された。このとき、中央太平洋から東太平洋で降雨が増加し、貿易風が弱まっており、大規模な降雨を伴う対流域が中央太平洋に東進するという大気との強い関連が示された。逆にラ・ニーニャ時には、中央太平洋は低温化し、暖水プールは西部にのみ現れ、厚いバリアレイヤーも東経 160 度以西にのみに限られる。統計的には、20℃から 30℃と海面水温が上がるにつれて、バリアレイヤーの出現頻度も増加し、バリアレイヤーが海面水温を高くする要因の一つであることが示唆された。この関係は、表面水と温度躍層との間にあるバリアレイヤーが厚い場合、鉛直拡散効果が弱まることでエントレインメントを通じた下層水による冷却を減少させていることを示すものである。大気海洋相互作用という観点では、混合層の水温が変化し、その結果降雨に影響を与え、従って混合層の塩分を変化させ、さらに水温へ影響を与えるという正のフィードバック機構が考えられる。これは、経年変動の時間スケールで、混合層の熱バランスと海洋上の水文過程とが関連していることを意味する。このような大気と海洋のフィードバックは、特にエル・ニーニョの予報精度の向上という課題にとって、重要であり、ここで記述したような塩分を含めた大気海洋相互作用の解明が今後ますます必要となるであろう。

第3章では、主として第2章で扱った経年変動スケールより短い時間スケールである季節変動のスケールに着目し、トライトンブイで得られた水温・塩分データを解析した。解析データは、1999年3月から2000年4月に取得されたブイデータの表層水温・塩分データである。観測データにおいて、海面水温の上昇とともに塩分が減少する場合と塩分が増加する場合が見られる。経験的直交関数(EOF)解析を各ブイの表層(1.5m から50m まで)について行ったところ、水温の上昇とともに塩分が減少する(または、その逆で水温が下降すると塩分が増加する)モード(負相関モード)と、水温の上昇とともに塩分が増加するモード(正相関モード)の2つのモードを抽出することができた。これを水温・塩分(T-S)図に投影すると、負相関モードは等密度線を横切り密度を変化させるモードであり、また、正相関モードは密度を変化させにくいモードであることがわかった。両方のモードとも、季節変動と思われる変動と季節内変動の時間スケールでそれぞれ変動が見られた。

季節変動のスケールでは、北緯5度、東経156度の地点で秋から冬にかけて高温・低塩化する現象が第1モードとして顕著に見られた。これにより、表面の密度が軽くなり、100db 基準の海面力学高度に強く影響し、500db 基準の海面力学高度変動の3分の1を説明することがわかった。このことは、表層の地衡流速変動の3割程度が高温・低塩化を示す第1モードと強く関連していることとなり、表層流速場への影響も大きいことを示すものである。

南緯5度、東経156度の地点では、逆に高温・高塩化する現象が第1モード(寄与率37%)として存在し、1999年7月から8月にかけて低温・低塩化し、1999年11月から12月にかけて、逆に高温・高塩化する。このモードは、密度変動に影響しない変動であるため、100db 基準の海面力学高度には影響しない。むしろ、寄与率が26%の高温・低塩化する第2モードが11月から3月にかけて周期30日程度の変動を示し、これが密度変動と関連する。

西部熱帯太平洋の表層では、水温変動と塩分変動が密度変動に同様に寄与するため、

両方の変動パターンがいかにして起こっているかということが、表層の密度変動、すなわち力学高度にとって重要であるかを事例として示すことができた。大気・海洋間の熱や水のやりとりの結果として、これらのモードがあるならば、この海域では大気・海洋間の熱・水収支が海洋循環へ大きく寄与している可能性がある。

第4章では、エル・ニーニョの発生に重要であるとされる大気の季節内振動（Madden-Julian Oscillation:MJO）の時間スケールに着目し、2001年6月下旬から7月に観測されたMJOによる海洋の応答と大気海洋相互作用について考察を行った。7月上旬には日付変更線を中心として、海面水温場、海上風、外向き放射および温度躍層の分布からは、大気と海洋が結合して変動している様子が伺えたが、2章で議論したHydrological Feedbackの有無については現段階のデータからはわからなかった。MJOに伴う東経156度線の水温・塩分の変動の記述からは、MJOの西風に伴い赤道上に激しい混合がおこり混合層が深くなり、その後、エクマン収束による躍層の変化が見られ、同時に水温が低化、塩分が増加しその後減少した。さらに、その後、暖水プールの東進とともに低温化・低塩化した。

第5章では、本研究のまとめをおこなった。

本研究により、熱帯域での塩分変動が、エル・ニーニョの時間スケールにおいても、また、季節変動の時間スケールにおいても、密度変動を通じてバリエイヤーとして混合層過程を変化させ、海面水温の変動に影響を与えること、また、海面の力学高度に影響を与え海洋表層の流れを変化させる程の影響があることを示すことができた。本研究の結果は、海面水温や海流などを正確に表現するためには、塩分を計測することが重要であることを示している。

目次

要旨

第1章 序論	1
1.1. エル・ニーニョ／南方振動現象	1
1.2. 塩分の役割	3
1.3. 本研究の目的	5
第2章 ENSO スケールにおける水温・塩分変動と大気海洋相互作用との関連	7
2.1. 使用したデータ	7
2.1.1. CTDデータ	7
2.1.2. 海上気象データ	8
2.2. 赤道上の混合層水温、塩分、バリエーションの厚さの変動	9
2.3. エル・ニーニョに伴う変動	12
2.3.1. 赤道上の混合層水深およびバリエーションの厚さの変動	12
2.3.2. 通常時の熱帯太平洋の表層場	13
2.3.3. エル・ニーニョ時の熱帯太平洋の表層場	14
2.3.4. 大気の強制力との関連	16
2.4. 議論とまとめ	19
第3章 季節変動スケールにおける水温・塩分変動と力学高度への影響	22
3.1. 目的	23
3.2. ブイデータの解析	23

3. 2. 1. 観測データの解説とデータの記述	23
3. 2. 2. 経験的直交関数 (EOF) による水温・塩分変動の展開	25
3. 2. 3. 北緯 5 度の第 1 モードの意味	27
3. 2. 4. 南緯 5 度の第 1 モードの意味	29
3. 2. 5. 南緯 5 度の第 2 モードの意味	30
3. 3. まとめと議論	31
 第 4 章 大気の季節内振動 (MJO) とその海洋応答に関する一考察	 33
-2001 年 6 月の大気 of 季節内振動による海洋応答-	
4. 1. MJO による海洋応答と大気-海洋相互作用	33
4. 2. 東経 156 度で見られた海洋応答	34
4. 3. まとめ	37
 第 5 章 まとめ	 39
 謝辞	 43
 付録	 44
トライトンブイの水温・塩分センサーの検定	
 参考文献	 49
 図・表	 56

第1章 序論

1.1.エル・ニーニョ／南方振動現象

エル・ニーニョとは、過去には、ペルー沖で12月に起こる時間的にも空間的にもローカルな海面水温の昇温現象を指していた。また、南方振動とは、オーストラリアのダーウィンとタヒチの大気圧が数年程度の時間スケールで振動する現象を指していた。1982年から83年にかけて起こった過去最大規模のエル・ニーニョでは、熱帯太平洋における大規模な大気－海洋相互作用現象であることを観測データは示した。この時に提案されたエル・ニーニョ／南方振動現象の解釈は今日でもその本質において変えられていない(Philander, 1990)。

図1-1に通常時とエル・ニーニョ時の熱帯太平洋の模式図を示す。一般に、エル・ニーニョが発生する前には、西部熱帯太平洋では暖かい水が厚く多量に蓄積する。そこに、赤道ケルビン波の引き金となる西風が吹き赤道ケルビン波が励起される。この西風は、季節内振動(Madden-Julian Oscillation、以下MJOと記す)に伴って起こり、“季節内スケール”に応答したケルビン波が励起される。特に1997-98年のエル・ニーニョにおいては、MJOの役割は大きかったとされている(Takayabu et.al, 1999)。エル・ニーニョの発生においては、この“季節内ケルビン波”がいくつか発生することで、多量の暖水を中央太平洋へ移動させると考えられている。エル・ニーニョの発生に関しては、前年に強まる貿易風で赤道の南北で励起されるロスビー波による西岸での反射によるケルビン波が主たる要因であるとの説(遅延振動説)と、インド洋が起源となり発生するMJOによる大気の強制力が主たる要因であるという考え方など様々の説があり、また、個々のエル・ニーニョにより主だった要因が異なって見えるのも事実である。これは、エル・ニーニョの発生に関しては、最近になり観測網の充実とともにエル・ニーニョが様々なパターンで起こることがわかってきたことが大きな原因でもある。ただ、エ

ル・ニーニョの発生前に西部に蓄積されている暖水がケルビン波の発生とともに東に移動することがエル・ニーニョの発生に強く結びついていることは事実である。この暖水の移動を平年からの偏差としてみると、ケルビン波が東太平洋へ伝搬することに伴い、東太平洋での東西圧力傾度と海上風による風応力のバランスを変化させ、その結果、赤道湧昇を抑制し海面水温を数℃上昇させる。平均場として見た場合には、海面水温のもっとも高い領域が西太平洋から中央太平洋に移るのが一般的なエル・ニーニョであり、降雨域も中央太平洋で強くなる。

1982年から83年にかけて起こったエル・ニーニョ(82/83エル・ニーニョ)は1997/98年のエル・ニーニョと並んで今世紀最大規模といわれている。この82/83エル・ニーニョを契機に熱帯域の大気・海洋の研究が本格的に開始され、その後エル・ニーニョ現象が熱帯域のみならず中高緯度の気候にも影響していることが示された。また、このエル・ニーニョを契機として、エル・ニーニョとそれに伴う現象をよりよく理解するために、1985年より10年計画でTOGA(熱帯海洋と全球大気)プロジェクトが行われた。このプロジェクトでは、数値モデル、観測データの同化、人工衛星に搭載された海面高度計等により数多くの成果が上がったが、その中で最も重要な成果は、表層水温と海上気象をリアルタイムで計測できる観測ブイシステムを構築したことと言える(McPhaden et al., 1997)。現在、この観測ブイを70基ならべたタオ／トライトンブイ・アレー(TAO/TRITON buoy array)の観測データを用いたエル・ニーニョの予報は、ヨーロッパ中期気象予報センター、米国海洋大気庁、日本の気象庁などにより実際に現業ベースで行われている。

しかしながら、現在の全ての予報モデルはいずれもエル・ニーニョの発生・終了の時期や規模を正確に予測しているとはいえない。その原因として、海洋モデルの初期値として塩分データをモデルに取り込むことが出来ていないため力学高度の推定などに誤差があることなど様々に考えられている。

本研究では、後述するが、熱帯域で力学的・熱力学的に重要なパラメータとして注目

されている塩分の変動に着目し、その役割を解明することを目的としているため、次に塩分の「積極的な」役割について記述し、熱帯域でどのような効果をもたらしているのかを述べる。

1.2. 塩分の役割

海洋物理学における塩分は、高温である低中緯度の表層から中層では、水温の変動による密度への寄与が塩分のそれに比べてオーダー的に大きいため、塩分の変動による密度への寄与（すなわち、海洋の力学への寄与）は小さく、むしろ、物理的に保存するトレーサーとしての解析に使用されてきた。一方、極域やその周辺海域、および深層海洋では、低温であるため高温の海域に比べて塩分の密度への寄与が大きくなることから、塩分の力学的な寄与が大きくなり、温度分布に加え塩分の分布が熱塩循環に重要となる。従って、これまでは極域以外の外洋海域では、塩分のデータは海洋の循環像を得るためのトレーサーの一つとして主として用いられてきた。その代表的な用いられ方の一つとして、水塊という考え方、すなわち、「ある水塊は水温－塩分の関係が一定で、物理的に保存するものであり、異種水塊との混合や海洋の拡散過程により変化」しつつ海洋の循環の中で移流していくという考え方をを用いて、それをトレースし海洋循環像を得てきた（例えば、Ando and Hanawa, 1995; Ando et al., 1994）。

熱帯太平洋域において塩分をトレーサーとして研究した例としては、土屋の研究 (Tsuchiya, 1968) が挙げられる。この研究では、密度躍層における水温と塩分、溶存酸素の分布から亜表層の海洋循環像を提案している。それによると、北太平洋に起源のある低塩分水と南太平洋に起源がある高塩分水が西向きの循環場によって拡散しつつ移流し、西太平洋に到達していることが示されている（図 1-2）。

現在、土屋の研究 (Tsuchiya, 1968) で示された北太平洋起源の低塩分水と南太平洋起源の高塩分水は、エル・ニーニョなどに関連して経年変動することが知られてきている。その変動により、密度躍層における塩分の変動が密度の変動を通して圧力傾度力に効い

ていることが、Kessler and Taft (1987) や Ueki et al. (2001)により報告されている。さらに、Mae (1998)は、東経 165 度で行われてきた CTD 観測データを解析し、塩分の変動は海洋の力学高度の変動に無視できないほど効いており、それらは人工衛星による海面高度場と水温データによる力学高度場との比較では、大きな差として検出できることを示した。塩分を時系列的に計測する努力はこれまでにみなされてきており、フランスのグループを中心として篤志船による海面塩分計測が、米国のグループを中心として係留による塩分観測がなされている (Hennin et al., 1998; Cronin and McPhaden, 1998; etc.)。米国の太平洋海洋環境研究所(PMEL)のグループは、1990 年代に係留による塩分計測を東経 156 度の赤道上で TOGA-COARE の期間に実施し、1 ヶ月以上の時間スケールの表層塩分変動は、局所的な降雨ではなく海洋の移流が最も効いており、その次に混合・拡散が効いていることを示した。それに対し、1 ヶ月より短い時間スケールでは、降雨による塩分変動が大きいことを示した (Cronin and McPhaden, 1998)。篤志船による海面塩分の長期にわたる計測結果は、海面塩分が ENSO (経年変動) の時間スケールでエル・ニーニョに伴って変動していることを示した (Delcroix and Hennin, 1991)。Delcroix and Picaut (1998)は、西太平洋には淡水プール (Fresh Pool) があり、これがエル・ニーニョ現象とともに東に移動することを示した。特に、1997/98 年のエル・ニーニョ時には、中央太平洋の海面塩分は、35.2psu (Practical Salinity Unit: 実用塩分単位) から 33.8psu に急激に減少し、この塩分の現象だけで海面水位で 6cm に相当することを示した (Delcroix et al., 1998)。これは、経年変動スケールにおいて塩分変動が水位 (すなわち海面高度) の変動にとって無視できないことを示している。

さらに、熱帯域では、エル・ニーニョに関連する経年的な気候変動現象の発達において、このような海洋への淡水供給の重要性も認識されてきている。1990 年代始めに、Lukas and Lindstrom (1991)により示された「バリアレイヤー仮説」は、これまでの熱帯域での塩分の役割に対して新しい概念を示すものであった。図 1-3 に示すように、バリアレイヤーとは、等温層の中に塩分による密度躍層が存在し、温度の鉛直分布で決

めた「温度混合層」より実際の混合層（密度混合層）は浅く、混合層と温度躍層の上端の間に塩分躍層により上下の温度の混合を「バリア（防御）する」機能があることから命名された。Lukas and Lindstrom (1991)によれば、このバリアレイヤーは、西太平洋で、西向きの南赤道海流がより中央太平洋から移流により塩分の高い水を運び、降雨によって形成された西太平洋の低塩分水の下層にサブダクト（沈み込み）することで形成され、維持されるとされている。すなわち、熱帯域の表層循環と表層での鉛直拡散、海面での降雨・蒸発により形成され維持されているというものである。数値モデルによる解析では、Shinoda and Lukas (1995)では、一次元のラグランジュ混合層モデルを用いて、表層流速にシアアがない海域（南緯4度～南緯6度）において東から水柱が移流されるに伴い、海面からの大気の強制により、高温・高塩の深い混合層の上に高温・低塩の浅い混合層が形成されることにより、バリアレイヤーが形成されることを示した。また、Vialard and Delecluse (1998b)は、海洋大循環モデルを淡水の投入を入れて駆動させ、赤道付近のバリアレイヤーが、海面の東西方向の塩分フロントにおける東西からの流れの収束とそれに伴う鉛直移流と鉛直シアアによって形成されることを示した。

このバリアレイヤーがしばしば観測される西部熱帯太平洋域の海面水温の変動は、例えばエル・ニーニョの発生があったとしても、通常時に比較して1℃から2℃程度低下する変動しかないにもかかわらず、エル・ニーニョ時には大規模対流域が中央太平洋に移動してしまうため、僅かな海面水温の変動が大気の大規模を決定すると考えられている。このことから、バリアレイヤー仮説は、これまで海面水温を決定する混合層のプロセスとして熱収支の観点でのみ考えられてきた考え方に、新たに塩分収支（すなわち、淡水収支）の観点でも考える必要があることを示したため、その後、この塩分効果によるバリアレイヤーについては、様々な研究が始まった。

1.3.本研究の目的

本研究は、近年特に重要視されてきた熱帯域における塩分の役割を明らかにすること

を目的としている。本研究の第2章では、この表層の低塩分によるバリエーションの効果に着目し、経年変動の時間スケールにおける海洋の塩分データを扱った。第3章では、季節および季節内変動に着目し、海洋表層の塩分の季節変動を中心として、大気変動および海洋表層のプロセスとの関連で議論している。

一般に、海洋の塩分は、大気からの降雨や大気への蒸発、陸域からの河川水の流入等により変化するという意味で、海洋の水文過程を表しており、海洋上の降雨や陸域の水文過程も考慮に入れると全球的な水循環過程の一部の現れであると考えられる。従って、従来の熱や運動量のやりとりを基本として考えられてきた大気海洋相互作用という概念に対して、淡水のやりとりという新しい要素を加えて考察することを意味する。本研究では、熱帯域の多量の降雨が塩分変動などを通じて海洋に与えるプロセスと、海洋に与えられた影響が大気にフィードバックするプロセスを、データ解析を通じて明らかにすることが大きな目的である。

第2章 ENSO スケールにおける水温・塩分変動と大気海洋相互作用との関連

表層の塩分効果を考える上で、バリエイヤーの仮説は重要である。この仮説はこれまで熱・水収支の様々な角度から研究されており、多くがその仮説の正当性を指示している。しかしながら、これまでの研究では、主に熱帯太平洋のバリエイヤーの形成に関する変動を記述しているが、空間、時間、データ量などに限りがあった。例えば、Lukas and Lindstrom (1991)では、2回の観測航海のCTDデータ解析であり、Delcroix et al. (1992)では、東経165度の南北測線のデータを使用した解析であり、Sprintall and McPhaden (1994)では東経165度赤道上での水温と塩分の時系列データの解析であり、また、Sprintall and Tomzak (1992)では、Levitusの気候値を解析したものである。この論文では、バリエイヤーは西太平洋の暖水プールだけに存在するのではなく、ITCZやSPCZの下にも存在することを示し、気候値を用いているが、降雨との関連を強く示唆した解析である。これまで、全太平洋のエル・ニーニョの時間スケール（経年変動スケール）でバリエイヤーを解析したものはなかったが、本研究ではじめてこれを行っている。本章では、1976年から1994年にかけて熱帯域で行われたCTD観測のデータを利用して、全熱帯太平洋におけるバリエイヤーの変動について大気海洋相互作用の観点から解析した結果を示す。

2.1 使用したデータ

2.1.1CTDデータ

使用したCTDデータは、米国国務省海洋大気庁（NOAA）太平洋海洋環境研究所（PMEL）が長年にわたり作り上げてきたデータベース（EPIC）の南北緯度20度内の熱帯太平洋のデータを主として使用した。また、日本の気象庁および海上保安庁が行

ってきた観測定線のデータの中の熱帯域の部分について、海上保安庁水路部より提供していただき使用した。また、東北大学・須賀博士より東経 137 度の水温・塩分データを提供して頂いた。今回使用したデータは約 9000 プロファイルであり、その内の 52% が 1m の鉛直分解能を持ち、37% が 2m の分解能で 11% が 5m の分解能を持っている。上記の割合を重みとして計算したデータセット全体の平均分解能は、ほぼ 2m である。データの数、1979 年以降急速に増加した。図 2-1 は、使用した全てのデータを空間的にプロットしたもので、東経 137 度、東経 165 度、西経 140 度、西経 110 度の経度線に沿って、南北方向に高い頻度で観測されていることがわかる。しかし、日付変更線辺りでのデータが少ないこともわかる。

これら CTD の鉛直プロファイルから混合層の水深・水温・塩分および等温層水深を計算して取り出した。混合層水深および等温層水深の決定は、Lukas and Lindstrom (1991), Shinoda and Lukas (1995), Delcroix et al. (1992) に従い、密度の鉛直微分および水温の鉛直微分がそれぞれ、 0.01Kg/m^4 、 0.05°C/m 以上となった層までの深さとした。また、水深 10m 以浅のデータは水温の日々変動やスコールなどによる低塩分水の影響を除去するため、この計算には使用していない。この計算の一例を図 2-2 に示す。この場合、混合層水深は 50m であるのに対し、等温層は 84m に達していることがわかる。密度で定義した混合層の下層に、塩分の増加に伴う塩分躍層が存在し、その間の 34m がバリアレイヤーである。本章でのバリアレイヤーは、この方法で計算したものである。

2.1.2 海上気象データ

本研究で用いたもう一つ重要なデータは、海上気象データである。ここでは、降雨データ、蒸発データ、風応力データを使用している。降雨データは、NOAA の CPC（気候予報センター）により提供されたもので、1979 年から 1993 年までの緯度経度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の格子平均とし、外向き長波放射（Outgoing Longwave Radiation: OLR）デ

ータより経験式で補正された月平均値を使用した(Janobiak and Arkin, 1991)。蒸発データは、東京商船大学の岩坂博士および東京都立大学の谷本博士（現北海道大学）が COADS データを元に Kondo(1975)のバルク係数を利用し計算し、緯度経度で 5 度×5 度の格子データに落とした潜熱フラックスデータを用いた(Iwasaka and Hanawa, 1990; Tanimoto, 1993)。潜熱データを $2.44 \times 10^6 \text{ J/m}^3$ で割って蒸発データとした。このデータを 2.5 度×2.5 度の格子に補間し E-P のデータセットとした。海上風のデータは、FSU の風データ(Legler, 1991)を用いた。これは、2 度×2 度の格子に月平均として与えられているものである。

これらのデータは、解析において、エル・ニーニョ期、ラ・ニーニャ期および平年期に分けて解析を行った。それらの時期は、SOI（南方振動指数）と Nino3 の SST による指数によっている(Climatic Prediction Center, 1995)。今回使用した時期の区分を表 2-1 に示す。それぞれの期間で、季節毎（3 ヶ月毎）、また、緯度経度で 2 度（赤道をはさんで 3 度）×10 度の格子点で平均を行った。平均するにあたり、CTD のプロファイル数が 10 個以上の格子に関してデータを採用した。この格子点全体に対して、各気候場（エル・ニーニョ、ラ・ニーニャおよび平年期）について、サンプリング誤差の評価を行った。標準誤差の計算では、各季節でデータは独立していると考え、5 つ以上データがある格子について見積もった。これらを平均し、各パラメータのサンプリング誤差とした。結果を表 2-2 に示す。当然の事ながら、サンプリング誤差は、測器による誤差より十分大きく、水温で 0.3℃程度、塩分で 0.1psu 程度、混合層・等温層・20℃の深さはおおむね 7m 程度であった。これは、後で示す計算結果を解釈するのに用いる。

2.2 赤道上の混合層水温、塩分、バリアレイヤーの厚さ、淡水フラックスの変動

まず、赤道上の混合層水温、塩分、バリアレイヤーの厚さ、淡水フラックスの変動を調べるために、赤道をはさんで緯度 3 度×経度 10 度の格子に季節毎（3 ヶ月毎）にデータを平均し、さらに時空間的にデータが十分ではないため、経度方向と時間方向に

1-2-1 の加重移動平均を計算した。この重み平均のため水温に見られる東太平洋域の強い季節変動の振幅 (Horel, 1982) は実際より減少している。また、データ数が十分でない海域も多くあり、全ての現象が見られているという訳ではない。以下に、赤道上の時系列 (図 2-3) から得られた知見を述べる。

水温の時系列は、いわゆるエル・ニーニョ期に伴う東太平洋の高温化とラ・ニーニャ期に見られる東太平洋域の低温化が顕著に見られる (Rasmusson and Carpenter, 1982; McPhaden and Picaut, 1990; Philander, 1990; Picaut and Delcroix, 1995)。塩分でも、エル・ニーニョに伴う中央太平洋および東太平洋での低塩化とラ・ニーニャに伴う中央太平洋域での高塩化の現象が見られる (Mangum et al., 1986; Leetmaa et al., 1987; Kessler and Taft, 1987; Delcroix and Henin, 1991; Picaut et al., 1996)。バリエイヤーの厚さは、1982-1983 年、1986-1987 年、1991-1992 年のエル・ニーニョ期において、中央・東太平洋域で厚くなり、また、西太平洋域で薄くなっている。逆に、エル・ニーニョ以外の時期では、西太平洋で厚くなり、そのほかでは薄くなっている。最も西でバリエイヤーが厚くなるのが 1988-1989 年のラ・ニーニャ期に観測されている。降雨および E-P (蒸発-降雨) の正負は逆であるが、その特徴は非常によく似ている。その理由は、この海域では E-P の変動を決めているのが降雨 (P) の方であるためである。実際、蒸発 (E) は平均で 3-4mm/day であり、その変動も小さい。通常時には中央太平洋で降雨が蒸発より少なく、淡水フラックスは海洋から大気向きであるため、高塩化する状況であることがわかる。他方、エル・ニーニョ時には、赤道上では通常時に蒸発が降雨を上回る中央太平洋域で降雨が蒸発を上回り、同時に通常時より高温・低塩の混合層水が厚いバリエイヤーを伴って表れる。西太平洋においては、エル・ニーニョ時に降雨量の減少が観測されており、従って、日付変更線から西の海域で E-P がゼロになる海域が現れる。この E-P の変動は、Walker 循環の上昇域のエル・ニーニョに伴う西太平洋から日付変更線への東向きのシフトと関連しており、SPCZ の北東へのシフトと ITCZ の南へのシフトとしても現れる (Rasmusson and Wallace, 1983;

Rasmusson and Carpenter, 1982)。

これらパラメータの変動の特徴は、図 2-3 で使用されたデータのおのこの標準偏差をプロットした図 2-4 にも現れている。第一に気づく点は、混合層の塩分の標準偏差が E-P の標準偏差と似ており、それぞれ、その極大点を西太平洋域（東経 160 度から 170 度）に持ち、また、ペルー沖の東太平洋にも偏差の大きい海域が存在することである。すなわち、局所的な E-P がその場所での塩分の変動に効いていることを示している。この両者の同時相関係数は 0.5-0.7 である。降雨、E-P、混合層塩分とは対照的に、混合層水温は、東に向かって大きくなっており、また、バリエイヤーの厚さも海盆全体にわたりほぼ一様で、降雨、E-P、塩分と同様ではない。これは、海上の水文過程が線形的ではなく、地域的な気候の変化などにより変化する平均場に対して非線形で複雑な応答をしていることを示唆している。

図 2-3 によれば、バリエイヤーの厚さは混合層水温の高温域の変動と関連があるように見える。これは、熱帯域、特に西太平洋では僅かな海面水温の変動が大きな大気循環を変化させ、気候変動に結びつくこと (Palmer and Mansfield, 1984) を考えれば重要なことである。そこで、実際にこのデータベースから混合層水温を 2 度毎にスライスして、そこでのバリエイヤーの統計を計算した (表 2-3 および図 2-5)。表 2-3 によれば、水温が 26℃ 以下の場合には、バリエイヤーは 26.8% 以下の割合でしか観測されないが、28℃ 以上の場合には、58.6% の割合でバリエイヤーが観測されている。さらに、バリエイヤーの厚さの平均値も 20℃ で 2m であったものが、30℃ で 17m となっている。この統計値は、熱帯域の高温域の変動とバリエイヤーが強く関連していることを示唆する。ただし、バリエイヤーの厚さが有意でなくなる 5m より薄い場合を除いて平均を計算すると、24℃ から 30℃ で 28m から 30m とほぼ一定であり、20℃ から 24℃ でも 20m の厚さを示す。これは、バリエイヤーの厚さの頻度分布が図 2-5 に示すように偏っているためであり、5m より薄い場合を除いて中間値を計算すると平均値より小さい 12m から 20m という値になる。

2.3 エル・ニーニョに伴う変動

2.3.1 赤道上の混合層水深およびバリエイヤーの厚さの変動

赤道上の混合層、等温層、バリエイヤーの関係を見るために、赤道をはさんで緯度 3 度×経度 10 度毎にこれらの変数を平均し、エル・ニーニョ時、ラ・ニーニャ時および通常時についてそれらの関係を調べた。図 2-6 に結果を示す。図に示されているように中央太平洋における CTD のプロファイルの数は、エル・ニーニョ時とラ・ニーニャ時に少なく、特にラ・ニーニャ時にはデータがない。このエル・ニーニョ時、ラ・ニーニャ時および通常時の定義の仕方により結果が大きく異なるかを確認したが、大きく異なることがないことがわかった。

通常時の平均的な分布は、東太平洋で 20-30m と浅く、西に行くに従い深くなる。西経 160 度付近で 60m と最大になり、西太平洋で 30-50m と減少する。等温層は東太平洋では、混合層とほぼ同じであるが、西に行くに従い、混合層より深くなり、日付変更線辺りで最大 100m に達する。東経 160 度以西の西太平洋では、50-80m を示すが、ここでの混合層は 30-50m である。従って、バリエイヤーはこの海域で最も発達し、20-40m の厚さとなる。

エル・ニーニョ時には、等温層は西太平洋で 40-70m と浅くなり、東太平洋で 30-50m と深くなる。この傾向は過去の個々のエル・ニーニョに共通して言えることである (Mangum et al., 1986; McPhaden et al., 1990; Hayes et al., 1991)。混合層の深さは、等温層の深さと同様に東太平洋で少し深くなり、中央太平洋で浅くなるが、西太平洋では深くなる。従って、バリエイヤーは、西経 160 度付近を最大 (20m) にして、赤道上全てにわたり発達する。一方、東経 170 度の西では通常より浅くなり、その東では通常より深くなる。

ラ・ニーニャ時の等温層と混合層は、中央太平洋でデータがないが、東太平洋では、通常時とほぼ同じで浅い。しかし、西太平洋の東経 150 度付近で等温層が 80-100m と

非常に深く、混合層も 50-60m と深い。そのため、バリエイヤーも 20-30m と良く発達している。その西側では主として等温層が減少し、そのため、バリエイヤーが浅くなる。この図から、通常時、エル・ニーニョ時、ラ・ニーニャ時でそれぞれ、等温層、混合層の深さの変化とともにバリエイヤーの深さも変化し、バリエイヤーは通常時に東経 160 度付近で最も深く存在するが、エル・ニーニョ時には東経 160 度から西経 140 度の間で深くなり、エル・ニーニョに伴い東にシフトしていることがわかる。

2.3.2 通常時の熱帯太平洋の表層場

図 2-7 に南北緯度 20 度の熱帯太平洋域全体で合成解析した通常時の混合層水温、混合層塩分、混合層水深、バリエイヤーの厚さの分布を示す。混合層水温は、他の気候値データ (Levitus and Boyer, 1994; Reynolds and Smith, 1995) で見られるような分布を示す。すなわち、東太平洋の赤道付近で赤道に沿って冷水舌が発達し、その南北には比較的暖かい水温を示し、北半球では ITCZ に沿って分布している。西太平洋では、いわゆる暖水プールがあり、28℃以上で定義すれば南北半球で東に延びている。

混合層塩分は、赤道付近で南北方向に傾きを持つ分布を示し、北半球で低塩分、南半球で高塩分の分布を示す。赤道上にも東西方向に塩分の傾度があり、西経 160 度を頂点として、西向きおよび東向きに塩分が低くなっている。南半球における西太平洋の低塩分水の東への張り出しは、暖水プールの東への張り出しと関連している。この海域での最も低い塩分は、東太平洋のペルー沖で見られる (Donguy, 1987; Levitus and Boyer, 1994)。

混合層の深さは、赤道上の西経 150 度と東経 170 度の間で最も深く、60-70m を示す。南半球では、この厚い混合層は西経 120 度くらいまで東向きに広がり、北半球では、東経 140 度くらいまで西向きに広がっている。20-30m 程度の最も浅い混合層は、東太平洋の西経 90 度付近で見られる。Bathen (1972) の混合層水深の解析では、水温データのみで解析しているが、定性的には、本研究と同様の結果を得ている。西太平洋では、

Lukas and Lindstrom (1991)が、1985 年と 1986 年の CTD データを解析し、混合層水深を 29mと算出している。我々の解析では、彼らのデータも含め同様の方法で解析した結果、40-50m という値を得ている。彼らとの解析における違いは、より多くのデータが入っており、また、より広い領域をカバーしていることから違いが生じたものと解釈している。

バリエイヤーの厚さは、東経 140 度から西経 170 度、北緯 5 度から南緯 10 度の海域で最も厚く、その海域の混合層水温は、ほとんどの場合 28℃以上である。西経 110 度より東の海域ではバリエイヤーは 5m より浅く、表 2-2 の誤差評価によれば、この値は採用できるとは言い難い。

この分布は、平均的な海面での強制場の特徴と比較することができる。海面での風応力の分布（図 2-8）は、東経 170 度から西経 130 度にかけて北半球側で最大を示し、南半球側では西経 130 度から西経 90 度で最大を示し、赤道上では西経 160 度付近で最大である。この高風速域は、相対的に蒸発が盛ん（図 2-8(d)）で、降雨が少なく（図 2-8(c)）、混合層が厚い海域（図 2-7(c)）でもある。海面風速の収束域は、Walker 循環の上昇域でもあり、西太平洋の赤道付近の暖水プール域に見られる。また、収束域は、赤道の北側の ITCZ および南側の SPCZ でも見られる。この収束域は、降雨の多い領域（図 2-8(d)）と対応しており、高い混合層水温と低い混合層塩分が見られ、西太平洋ではバリエイヤーが厚い。蒸発は赤道付近の冷水舌に沿って低く、大気がより安定化し蒸発が押さえられていることがわかる。しかしながら、この海域では、Walker 循環の発散域であるため、降雨もまた押さえられている。そのため、E-P が正を示す蒸発域が出来ている。この蒸発域は赤道上ではペルー沖から日付変更線辺りまで広がり、さらに、南半球側に広がっていることがわかる。

2.3.3 エル・ニーニョ時の熱帯太平洋の表層場

エル・ニーニョ時とラ・ニーニャ時の合成解析も通常時の合成解析と同様に行った。

偏差（アノマリー）は、合成解析した結果をエル・ニーニョ時から通常時を引くことで計算した。ラ・ニーニャの合成解析は、ラ・ニーニャ時にデータが非常に少ないため中央太平洋域にデータの空白域が出来た。それ故、エル・ニーニョ時の合成解析のみをここでは示す。しかしながら、大局的に見れば、ラ・ニーニャ時の場合は、エル・ニーニョ時の反対であり、実際にエル・ニーニョ時からラ・ニーニャ時を引いた場合は、ここで示す値を大きくしたような図である。従って、エル・ニーニョ時のデータについて、そのアノマリーから記述することとする。

混合層の水温（図 2-9(a)）では、南北緯度 10 度以内で、ペルー沖から日付変更線付近まで広がる正のアノマリーが見られる。このアノマリーはこの合成図では最大 3.5℃を持ち、ペルー沖で観測される。負のアノマリーは西太平洋域と南緯 10 度以南で見られ、その値は 0.5℃から 1℃である。他の解析では、北緯 10 度以北で負のアノマリーを取ることが多いが、この解析では、エル・ニーニョ時の時期の取り方によって、季節変動に大きなシグナルがある場合にそれが混同すること、また、振幅の大きな季節内変動など(Zhang et al., 1997; Zhang, 1997)が生じそれがデータに混同しているなどの原因により、正のアノマリーとなっていると思われる。しかしながら、全体的に見ると解析の結果はこれまで言われてきたようなアノマリーのパターンを示す。

塩分（図 2-9(b)）は、赤道上でペルー沖から東経 150 度までのかなり広い範囲で負のアノマリーを示し、その値は 0.2-0.4psu である。最も低塩化している部分は北緯 10 度・西経 110 度付近であり、0.6-0.8psu の低化が見られる。逆に、通常より高い塩分は、南緯 10 度以南で見られ、また、西太平洋の東経 150 度以西にも存在する。これらの結果は、Delcroix and Henin (1991)でも同様に見られ、定性的に一致している。彼らは、1982/83 年のエル・ニーニョに伴い、赤道付近の日付変更線で 0.6psu の海面塩分の降下があったと報告している。1982/83 年のエル・ニーニョ時の東および中央太平洋での CTD データの解析でも同様の報告がなされている(Hayes et al., 1987)。

これらの合成図から、海面の密度は、東・中央太平洋の赤道付近において高温化と低

塩化により、軽くする方向に働くことがわかる。特に、日付変更線付近では 1Kg/m^3 程度の効果があると計算できる。水温と塩分の寄与の度合いは場所により変わる。すなわち、東太平洋では密度の変動はほとんど水温変動で決まっているが、赤道上の日付変更線付近と北太平洋東部の北緯 10 度付近の海域では、塩分の変動が密度変動に大きく寄与していることがわかる。

混合層の水深（図 2-9(c)）は、エル・ニーニョ時には赤道付近の北緯 15 度から南緯 10 度、東経 170 度から西経 150 度の海域で 10-20m の減少が見られる。この海域は、塩分が密度に大きく寄与する海域の一つでもある。また、南緯 10 度以南では、混合層水深は深くなっている。

バリエイヤーの厚さ（図 2-9(d)）は、中央太平洋で 10-15m も増加し、混合層水深の 10-20m の減少とほぼ一致する。東太平洋でも少しであるがバリエイヤーは厚くなっていて、この海域では、エル・ニーニョに伴い海面水温が上昇する。西太平洋および南緯 10 度以南では、逆に 5-10m も減少し、その海域ではエル・ニーニョ時には通常より混合層水温が低下している。

2.3.4 大気の強制力との関連

エル・ニーニョ時の大気の場合は、大規模場における中央・東太平洋の貿易風の弱まりが特徴的である。この弱まりは、東向きのケルビン波を励起し、東太平洋での温度躍層を深くすると同時に、西向きのロスビー波を励起し西太平洋の温度躍層を浅くする（Kessler, 1990; McPhaden and Hayes, 1990）。このように、エル・ニーニョ時には、赤道付近で温度躍層の東西傾度は弱くなり、また、多量の水塊の東西移動が見られる。海流の変動もこの多量の水塊の移動に伴い、赤道に沿って西向きの南赤道海流の弱まりや反転が見られ、また、赤道以北での東向きの北赤道反流の強化が見られる（Gill and Rasmusson, 1983; Kessler and McPhaden, 1995; Picaut and Delcroix, 1995）。この強化は、北赤道反流と北赤道海流の温度躍層の峰（Ridge）が強くなることによって

いて、図 2-10(b) の北緯 10 度付近で見られている (Kessler and Taft, 1987)。エル・ニーニョに伴う西太平洋域における南赤道海流 (西向き) の表層流の反転 (東向き) は、中央太平洋での海面水温の高温化 (図 2-9(a)) に繋がっている (McPhaden and Picaut, 1990; Picaut and Delcroix, 1995; Picaut et al., 1996)。東太平洋で温度躍層が深くなると、そこでの湧昇による冷却効果は少なくなり、エル・ニーニョ時の高い海面水温を維持する要因となる (Battisti, 1988; Kessler and McPhaden, 1985)。東経 170 度以西の風応力のアノマリー (図 2-10(a)) は、風速アノマリー (図 2-10(c)) と合わせると、西風の強化であることがわかり、これは、西太平洋での蒸発の強化を意味する。これにより、暖水域ではエル・ニーニョ時に海面水温が低下する (Meyers, 1986; Liu, 1988)。

エル・ニーニョ時には、降雨は東および中央太平洋で強化され、西太平洋では弱まる。これは、Walker 循環の東へのシフトおよび ITCZ の南下、SPCZ の北上によっている。一般的には、海面塩分の変化は、その変動が降雨で主として支配されている E-P のその場所での変動によるものであろう (Delcroix and Hennin, 1991)。しかし、海面塩分の変動と E-P とは必ずしも良い一致はない。東太平洋では、降雨のアノマリーが西太平洋よりも少ないにもかかわらず、塩分のアノマリーは西太平洋と同等かそれ以上の値を示す。これは、一つの理由として東太平洋の混合層が浅いことにより、大きな塩分のアノマリーとして出ていることが考えられ、東太平洋では海面塩分の東西および南北傾度はそれぞれ大きいことを考えれば、水平移流の影響もあると思われる。同様に、西・中央太平洋では、様々な研究 (Kessler and Taft, 1987; Picaut et al., 1996; Delcroix and Picaut, 1998; Hennin et al., 1997; Vialard and Delcruise, 1997a, 1997b) により、エル・ニーニョ時には赤道に沿って西太平洋域の低塩分水が東に移流されることが指摘されている。また、Donguy (1987) や McPhaden et al. (1992) では、西太平洋で赤道に沿って高塩分水が鉛直方向に移流されていることが示されている。従って、海面塩分の変動は、単にその場所での E-P だけに依存していないことは明らかである。

エル・ニーニョ時において、東経 170 度と西経 150 度間における混合層の深さは大

きく減少する。この海域では、降雨の増加があり、また、貿易風が減少する海域でもある。この淡水の供給と風速の減少は、混合層のかき混ぜ効果を減少させ、混合層の深さを浅くしていると考えられる。同時に、海盆スケールではエル・ニーニョに伴い、温度躍層が上昇し、従って混合層も浅くなるということも、一つの要因であろう。

大気 of その場所での強制力とバリエイヤーの関係は、混合層や等温層との関連より、より複雑である。中央太平洋ではエル・ニーニョ時にはバリエイヤーの厚さが増加し、同時にこの時間スケールで降雨の増加と風速の減少が見られる。この関係は、浮力の投入とかき混ぜの減少というローカルな乱流エネルギーで決まっているかに思える。しかし、空間的な広がりを見るとバリエイヤーが厚くなる場所は完全には一致していない。すなわち、ローカルな大気-海洋の相互作用だけでは説明が付かないことが示唆している。

最後に、バリエイヤーの形成過程について、その局所性を見るために各グリッドにおけるバリエイヤーの厚さ、混合層水温、混合層塩分、E-P の季節平均データの同時相関を計算した結果を図 2-11 に示す。太平洋を全体的に大まかに見れば、バリエイヤーの厚さが厚くなると同時に混合層水温が高くなること、混合層の塩分が低くなること、降雨が多くなることが見て取れる。すなわち、季節程度の時間スケールで、混合層水温とバリエイヤーの厚さ、降雨、混合層塩分の間に、局所的な関係がある程度成立しているようである。しかしながら、これまでも述べたように、それだけでは、説明が付かないような海域も同時にある。特に、重要と考えてきた西太平洋では、通常、暖水・淡水プールのほぼ東端に位置する東経 165 度付近で混合層水温とバリエイヤーの厚さとの相関は低く、ここでは季節程度の時間スケールでは局所性がないことがわかる。この海域の季節程度の時間スケールでは、暖水・淡水プールの東端に位置することから、大気の局所的な影響よりむしろ、海洋の移流などによる影響でバリエイヤーが形成されていることが示唆される。

2.4 議論とまとめ

Lukas and Lindstrom (1991)によれば、バリエイヤーの形成とともに混合層は浅くなり、従って、海面からの日射などは表層だけにトラップされ、また、躍層とのエントレイメントによる冷却の効果が制限されることにより、海面水温は上昇する傾向になる。本研究の結果は基本的には上記の仮説を支持しており、Lukas and Lindstrom (1991)で使用したデータより、より多くより広く時間的にもより長いデータを使用し、西太平洋において高温の混合層下で、厚いバリエイヤーが存在することを示した。加えて、エル・ニーニョ現象に伴い、混合層水深やバリエイヤーが大気の強制とともに変動し、通常時には西太平洋にある厚いバリエイヤーが、エル・ニーニョ時には中央太平洋に浅い高温・低塩の混合層とともに、より多くの降雨と貿易風の弱化とともに現れることを示し、バリエイヤー（すなわち塩分効果）が大気と海洋が結合する中で重要な役割があることを示唆した。

熱帯太平洋では海面水温が 28℃以上において、積乱雲が生じることが知られている (Graham and Barnett, 1987)。ここでの解析でも 28℃以上の海面水温がエル・ニーニョに伴い東・中央太平洋に現れたことに関連し、中央太平洋上で降雨が増加していることを示した。しかし、中央太平洋の西半分では弱いけれども逆に負の偏差となっている。これは、海面水温と大気の大気対流とが高温になればなるほど対流が活発になるという線形的なものではなく、非線形的な効果により、必ずしも両者がよい対応していないことを示す。

赤道付近の海面塩分は、エル・ニーニョ時には東経 170 度以東で減少する。赤道付近での極小値は、その場所での降雨の増加と西からの移流によって作られていると思われる。しかし、バリエイヤーに関しては、その形成は複雑で、海面塩分、淡水フラックス、海面の風などと完全には一致していない。これは、バリエイヤーの形成のメカニズムが複雑であり、この解析ではそれを明らかに出来ていないことを示している。バリエイヤーの形成については、多数の議論があるが結論には至っていない。Sprintall

and McPhaden (1994) や Roemmich et al. (1994)では、シノプティックな時間スケールにおいて、鉛直方向にシアを持つ流れがバリエイヤーの形成に必要であると議論している。また、Lukas and Lindstrom (1991)では、エル・ニーニョ時には、西向きの南赤道海流の弱まりと偏差としての東向きの移流により、混合層下層に沈み込む水が少なくなり、バリエイヤーが形成しにくくなると議論している。これらは、水平方向の移流を念頭においた議論であり、ローカルな大気と海洋の相互作用だけで決まっていないことを示す。

バリエイヤーの形成と役割の複雑さについても、東太平洋の西経 140 度 (図 2-12) では、時間的に 1 から 2 季節分だけバリエイヤーが最初に現れ、その後海面水温が上昇し、同時に降雨が増加し塩分が低下している。これは、何らかの影響でバリエイヤーの厚さが増し、その影響で海面に熱がトラップされ海面水温が上昇し降雨を伴い、塩分を低下させていると考えられる。東太平洋では、降雨の増加がバリエイヤーの増加を招いているのではないことがわかる。

熱帯域における海面水温の変動と海上の水文過程との関連は複雑であり、この解析では解決されていない。しかし、海面水温の変動を支配する熱バランスのプロセスと、降雨や蒸発を含む海面塩分およびバリエイヤーを含む海上および表層海洋の「水文過程 (Hydrological Process)」が何らかの形で繋がっていることは示唆できた。最後に、ここで、この「水文過程」をキーワードに熱帯域の大気海洋相互作用に関わる一つの仮説を提唱する。非常に簡単に線形的にかつローカルな現象として考えることが出来るなら、海面水温の高温化がより強い降雨を誘発し、それにより海面の塩分が低下し、バリエイヤーが形成され、より多くの熱がトラップされ、それにより高温状態を維持するという正のフィードバック機構 (Hydrological feedback と呼ぶ) が考えられる。当然そこには、ローカルには決まらないなど複雑な要因が絡んでくる訳であるが、上述のフィードバック機構は新しい大気海洋相互作用のイメージとして提案出来るものとする。さらに、もしそれがエル・ニーニョの発達などに重要な要素なら、エル・ニーニョの予

報を行うモデルにおいて、塩分・バリエイヤーおよびその大気への効果が適切に取り扱われていなくてはならないこととなる。

第3章 季節変動スケールにおける水温・塩分変動と力学高度への影響

前章では、熱帯太平洋の経年変動の時間スケールにおいて、海洋の表層の変動を水温・塩分データから解析し、水温・塩分変動がともに同期してエル・ニーニョ現象と関係しており、熱帯太平洋では大気との淡水のやりとりを通じて海面水温の変動を決めている可能性があることを示した。この章では、季節変動スケールに着目し、その時間スケールにおける水温変動と塩分変動がお互い関係し、海面の力学高度に影響を与えていることを示し、それによる表層海流系と海面水温および大気とのフィードバックについて議論する。

この章で行われた解析には、1998 年以降に取得されているトライトンブイのデータを用いた。トライトンブイ（図 3-1）は、緊張係留式の表面ブイであり、ブイの特徴として水中部に水温・塩分計（CT 計）が表層 1.5m から 750m まで 12 層（1.5m, 25m, 50m, 75m, 100m, 125m, 150m, 200m, 250m, 300m, 500m, 750m）に取り付けられ、また、10m 深で流速計が取り付けられており、電磁誘導式水中モデムにより海面ブイにデータが伝送されていることがあげられる。水中センサーである CT 計は、海洋科学技術センター・むつ研究所で整備され、検査・検定が行われている（松本ら, 2001; Ando et al., in preparation）。この検査・検定方法およびデータの評価については、付録 1 に示す。

表面ブイには、気温・湿度計、風向・風速計、気圧計、雨量計、日射計が取り付けられており、水中部のデータとあわせて、一時間平均値が人工衛星経由で陸上に伝送されている（黒田と網谷, 2001; Hosom et al., 1995）。

このトライトンブイは、NOAA/PMEL が行っている TAO アレーと共に、太平洋赤道海域の大気と海洋表層の変動をリアルタイムでモニターできることに加え、特に西太平洋で重要と考えられる塩分の変動を海面（1.5m 深）から 750m 深まで鉛直方向に時

系列として計測できるように設計されていることが特徴である。このブイの設計に際しては、前章での解析結果などを念頭におき、熱帯域の混合層内の水温および塩分変動を精度良く計測し、バリエイヤーなどを含む海洋の表層過程の役割を定量的に評価すると同時に、降雨などの海上気象を計測し海面での熱・水フラックスを見積もることを最優先した。

また、この海域では表層混合層下の密度躍層において赤道を挟んで南北に塩分フロントがあり(Tsuchiya, 1968)、強い水塊の混合や塩分変動による力学高度への影響(Ueki et al., 2001)が指摘されているため、表層混合層下にも水深 25m もしくは 50m 間隔で CT 計を配置している。これにより、海面でのより正確な力学高度の見積もりが可能となった。

3. 1. 本章の目的

季節内変動や季節変動、エル・ニーニョに伴う大気と海洋の相互作用の結果として、水温・塩分、ここでは特に塩分が変動し、そのため表層の密度構造が変化するならば、海洋にとって循環場を左右すると言う意味で力学的にも、また、混合層の構造を決め海面水温を決めるという意味で熱力学的にも、塩分の変動は考慮される必要がある。第 2 章で、エル・ニーニョの時間スケールでの混合層などの表層構造における塩分の役割を議論し、海盆スケールでの大気と海洋が降雨と混合層の塩分、そしてバリエイヤーと海面水温というものが経年変動場において関連していることを示した。

この 3 章では、ブイデータを用いて短い時間スケールで、水温変動に塩分変動という観点を加えて、表層構造の変化を調べ、その原因と影響を調べることを目的とする。

3. 2. ブイデータの解析

3. 2. 1. 観測データの解説とデータの記述

使用したデータは、1998 年 3 月から 2000 年 3 月までのデータで東経 156 度上の北

緯 8 度・北緯 5 度・南緯 2 度・南緯 5 度に係留されたトライトンブイによるデータである（図 3-2）。図より、トライトンブイは TAO ブイとともに海盆スケールでエル・ニーニョの監視ができる配置にあり、同時に今回使用した東経 156 度線のトライトンブイが西太平洋の暖水プールの中央に位置し、気候図上の海面水温 29℃の海域を南北にカバーしていることがわかる。この東経 156 度線のブイのうち、北緯 2 度および赤道上のトライトンブイについては、係留中に人為的な危害が加えられ連続したデータが得られなかったため、今回の解析には使用出来ていない。取得できたブイデータの内、ここでは海面（1.5m）から 100m までの 5 つの CT 計から得られたリアルタイムデータ（人工衛星により伝送されるデータ）を使用した。この塩分データの品質は、ブイの係留前後の検定データより、表層(0-100m)で平均+0.06psu(標準偏差 0.03psu)の正方向のドリフトがあること(Ando et al., 2001)がわかっている。このため、今回の解析における塩分データの不確かさは 0.1psu 程度と考えられる。なお、Ando et al. (2001)では、補正により 0.02~0.03psu 程度まで塩分データの品質を向上されることができるとを示している。

図 3-3 に、東経 156 度上各ブイの月平均水温・塩分データと WOA98 による気候値 (Conkright et al., 1998) からの偏差を示す。赤道付近では、海面水温が 1999 年 3 月以降気候値より低温化し、海面塩分は、11 月以降気候値より高塩化する。北緯 5 度では、1999 年 9 月以降 2000 年 3 月まで気候値に比べ高温・低塩化する。南緯 5 度では、気候値に比べ常に高温であり、塩分は 1999 年 8 月以降高塩化している。解析期間は、気候値から比較すると赤道で低温・高塩化し、赤道より離れた北緯 5 度で、高温・低塩化していることがわかる。これは、ラ・ニーニャの影響により貿易風が強く、従って赤道湧昇が通常より強く、低温・高塩化していることが考えられる。また、解析対象である北緯 5 度および南緯 5 度では、逆に赤道からのエクマン輸送により、暖水が集積していると考えられる。

図 3-4 に、解析に使用した北緯 5 度と南緯 5 度のブイの海面から 100m 深までの水温・

塩分データの時間－深さ断面を示す。データには、20 日以上の変動を取り出すためローパスフィルターをかけた。北緯 5 度では、1999 年 9 月より 2000 年 1 月にかけて表面水温が高く、同時に塩分は低くなっていることがわかる。これを T-S 図上にプロットすると、水温と塩分の変動は、負の相関を示すことがわかる（図 3-4(e)）。他方、南緯 5 度では、1999 年 10 月より 2000 年 2 月に高温化が見られるが、低塩分水は見られない。また、1999 年 6 月から 8 月の低温期には、高塩分水が見られる。これを T-S 図上にプロットすると、水温と塩分の変動が正の相関を持つことがわかる（図 3-4(f)）。北緯 5 度の場合では、水温は 28.5℃から 30℃付近まで変化し、それに対し、塩分は 33.4psu から 34.9psu 付近までの変化を持ち、T-S 図上での密度のばらつきは、最大と最小の差で 1.5Kg/m³程度ある。南緯 5 度の場合では、水温は 29℃から 30.5℃付近まで変動し、塩分は 34psu から 35.5psu 付近まで変動するが、T-S 図上での密度のばらつきは、1.0Kg/m³程度で北緯 5 度程大きくない。

図 3-4(c)および(d)には 30 日程度の時間スケールの現象が見られる。特に、南緯 5 度の 1999 年 12 月から 2000 年 3 月に見られる 30 日前後の高温・低塩化、低温・高塩化現象が特徴的である。

3. 2. 2. 経験的直交関数による水温・塩分変動の展開

20 日のローパスフィルターをかけた水温および塩分の時間－鉛直断面図より、水温変動に塩分変動が良く関連していることが示され、さらに、変動のパターンとして、高温化に伴い低塩化する場合と、高塩化する場合があることがわかった。ここでは、より詳細に解析するため、経験的直交関数（EOF）による解析を行う。対象とするのは、解析にとって十分なデータ数があり、T-S 図上での変動が対照的な北緯 5 度と南緯 5 度のブイデータで、解析期間は 1 年間 1999 年 4 月から 2000 年 4 月とした。解析方法としては、各ブイに対してそれぞれ EOF 解析を行った。各ブイの表層（1.5m）から水深 50m までの CT センサー（1.5m, 25m, 50m）の水温および塩分データ（日平均値）に

対して、解析期間の長期トレンドを除去し、平均値・標準偏差を用いて規格化した時系列に対して、EOF 解析を適用する。水温と塩分で 6 つの時系列があるため、6 つのモードが計算される。ここでは、最も上位のモード（第 1 モード）を中心に、第 2 モードまでの時系列に関して議論を行う。

結果は、それぞれのブイで第 1 モードと第 2 モードの寄与率の合計は 70%程度となり、この 2 つのモードでほとんどの変動を表す（表 3-1）。T-S 図（図 3-5(a)）上では、生の時系列データから想像されるように、北緯 5 度のブイデータの第 1 モードは T-S 図上で負の相関モードを持つものとなり、その関係は等密度線を横切るものである。このモードは T-S 図上で明らかなように表層海水の密度変化が大きくなる方向で塩分が大きく効いていて、密度の時系列の標準偏差は、 0.26Kg/m^3 となる。他方、南緯 5 度のブイデータの第 1 モードは T-S 図上で正の相関モードを持つものとなり、等密度線に平行に変動するモードである。このモードは、逆に T-S 図上で表層海水の密度変化が小さくなる方向で塩分が効いていることがわかる。この結果、密度の時系列の標準偏差は、 0.03Kg/m^3 となる。これらは、図 3-4 の日平均値から得られた T-S 図でも見られている。

北緯 5 度の第 2 モードは、南緯 5 度の第 1 モードと同様に T-S 図上では等密度線に平行なモードで海面の密度変化には影響しない正の相関モードである。他方、南緯 5 度の第 2 モードは北緯 5 度の第 1 モードと同様に海面の密度に影響する負の相関モードである。

時系列データを見ると、北緯 5 度および南緯 5 度の第 1 モードは、季節変動的な振る舞いを示す。すなわち、北緯 5 度の第 1 モード（図 3-5(c)）は、北半球の秋から冬（1999 年 9 月から 2000 年 1 月）にかけて高温・低塩化する季節変動的な振る舞いを示している。一方、南緯 5 度の第 1 モードは、南半球の冬（1999 年 7 月から 9 月）に低温・低塩化し、南半球の夏（1999 年 12 月から 2000 年 1 月）に高温・高塩化する季節変動的な変動を表す。また、南緯 5 度の第 2 モードは、1999 年 4 月から 5 月と 1999 年 12 月から 2000 年 3 月で、30 日前後の周期で大きな振幅を示す。季節変動より短い時間スケ

ールで高温・低塩化する変動を示す。

これらの各モードは、特徴として水温と塩分の変動の関係から密度を変える方向と密度を変えない方向の2つが存在することがわかる。塩分による密度変化が、水温による密度変化と同等に効果的に効いている海域においては、水温の変動と塩分の変動が、局所的に考えれば、大気からの熱や水の強制によりそれぞれが変動し、結果として密度をどう変化させるかということとなる。例えば、単純に、日射が強くなり水温が高くなったからというだけで、海水の密度が軽くなるという訳ではなく、蒸発も起こり、塩分が濃くなり、結局密度は変化しないこともあり得る。更に言えば、こういった海域では、熱収支だけで海域の特徴は把握できず、水収支も同時に合わせた解析によって海域の特徴を把握しなければならない。

また、Picaut et al. (1996)で報告されている暖水・淡水プールの移流(Zonal Displacement)もこれらのモードの解釈として考えられる。図 3-2 の海面水温と海面塩分の気候場を見ると、北半球では東経 156 度の東側に向かって海面水温は減少するが海面塩分は増加し、南半球では、東側に向かって海面水温は増加し海面塩分も増加する。これは、単純に移流だけで二つのモードが解釈できることを意味する。

現段階ではデータが十分定量的な収支の解析に耐えるほど整理されていないため、そこまでは行わず、水温の変動と塩分の変動を同時にとらえることで、海域の特徴を把握することとする。以下はこれらのモードが出来る原因とその意味について議論していく。

3. 2. 3. 北緯 5 度の第 1 モードの意味

北半球の冬に高温・低塩化する季節変動的な振る舞いをする第 1 モードは、前述のように海洋表層の密度も大きく変化させる。図 3-6(b)および(c)に、北緯 5 度での 50db 基準、100db 基準および 500db 基準の海面での力学高度変動を示す。50db 基準および 100db 基準の力学高度の変動は、第 1 モードの変動(図 3-6(a))に良く似ている。これは、第 1 モードが密度を大きく変動させるモードであるためである。さらに、この 50db 基

準および 100db 基準の力学高度変動が 500db 基準の変動とも良く一致している。特に、1999 年 9 月から 12 月にかけて海面高度が上昇する時期に、500db 基準では $2.0\text{m}^2/\text{s}^2$ の上昇を示し、そのうち、100db 基準では $0.7\text{m}^2/\text{s}^2$ の上昇、50db 基準では $0.35\text{m}^2/\text{s}^2$ の上昇を示す。すなわち、100db 以浅の変動は全体の 3 分の 1、50db 以浅の変動は、全体の 6 分の 1 の寄与があることがわかる。100db 以浅を表層と考えれば、第 1 モードとして抽出した変動が主として表面の密度の変動を現し、海面での地衡流として、 $20\text{-}30\text{cm/s}$ の効果を持つこととに相当する。すなわち、表層の水温変動と塩分変動による密度変化が海流を生み出していることを示す。一つの可能性としては、降雨などの大気からの強制により変化した水温と塩分が、大規模に海洋の力学バランスを変えていることがあり得るということである。

次に、このモードの卓越する理由について議論する。このモードは季節変動的で 1 ヶ月以上の時間スケールで変動していることは明らかである。Cronin and McPhaden (1998) は、東経 165 度赤道上の係留ブイのデータ解析より塩分収支を計算し、29 日以上の変動は、移流の効果が大きく、ついで鉛直拡散であると報告している。同一地点ではないが、同じ暖水プール域であることを考えれば、北緯 5 度でも 1 ヶ月以上の時間スケールでは移流が卓越すると考えて良い。実際、ブイで計測した降雨データからは、この時期の低塩化は説明できない。そこで、Delcroix et al. (2000) がまとめた篤志船による海面塩分の気候値のこの海域での振る舞いを調べた。図 3-7 は、北緯 6 度に沿った海面塩分の季節変動を示す。これによると、8 月に東経 130 度付近で非常に低い塩分の水が現れ、東進する。北赤道反流により移流されるものと推測できるが、これが 11 月には東経 160 度付近に現れる。その後、水平拡散と思われるが、低塩分水は消滅する。移流を想定した場合の速度は 20cm/s となった。実際に、北緯 8 度と北緯 5 度のブイの海面高度差から見積もった地衡流(図 3-6(d))は、9 月以降東向き流が強化されており、北緯 5 度および北緯 8 度で直接測流された 10m 深の流速も同様な振る舞いを示す。海面塩分と降雨の関係を見るために、ブイで計測された降雨データを図 3-6(e)に示

す。降雨は、一年を通じて観測され、北半球の冬場に強くなる。しかし、第1モードの時系列は夏から秋にかけて低塩化し冬には高塩化を示し、この変動は降雨の変動と関連していないことがわかる。

また、高温になる原因であるが、ラグランジュ的に移流される水柱を考えると、表層に低塩分水が現れた場合には、バリアレイヤーが発達すると同時に混合層も浅くなり、表層に日射などの熱がトラップされることとなり、表面の水温が高温になることが考えられる。これに関しては、Shinoda and Lukas (1995)がラグランジュの1次元混合層モデルを用いて移流されつつ、バリアレイヤーにより高温化することを示している。実際に北緯5度の水温・塩分データから見積もったバリアレイヤーの厚さは、9月以降厚くなっている(図3-4(a)と(b))。しかしながら、高塩・低温化する北半球の冬においてもバリアレイヤーは厚く、必ずしもバリアレイヤーと高温化が関連しているわけではない。

3. 2. 4. 南緯5度の第1モードの意味

南緯5度の第1モード(図3-8(a)の実線)は、T-S図(図3-5(d))上では等密度線に沿った方向に変化するモードであり、全体の変動の42%を説明するモードである。この変動の密度への寄与は、時系列の標準偏差で 0.03Kg/m^3 であり、北緯5度東経156度の第1モードと比較すると10分の1程度である。観測されたデータでは、明らかに1999年7~8月の表層での低温・低塩化、および1999年11~12月の25から50mに見られる高温・高塩化を表している(図3-4)。このモードは密度を変化させないように水温と塩分が変化するため、50db基準および100db基準の力学高度の変動とは全く相関がない(図3-8(b))。逆に言えば、この第1モードが卓越する時は、温度が変化しても、その温度に比例して密度は変化しないということで重要である。

このモードの原因としては、季節的な時間スケールで変動しているため、移流によると思われる。実際、WOA98の年平均海面水温・海面塩分データからは、東経155度と東経170度の南緯5度における海面水温の東西傾度は、 $+0.16^\circ\text{C}/10^\circ$ であり、海

面塩分の東西傾度は、 $+0.28\text{psu}/10\text{degree}$ である。通常、熱帯域では東側が低温・高塩で西側が高温・低塩であるが、南半球では気候的に塩分の極小値の海域が水温の極大の海域より西側にあり、塩分極小値の海域と水温極大値の海域の間にある場合には、東西移流による効果として、一点で観測した場合、高温・高塩化（もしくはその逆）の変動が得られることになる。この解説は、南緯 2 度と南緯 5 度のトライトンブイの水温・塩分データを用いた力学高度差による流向の推定によっても支持される。実際、1999 年 7～8 月では、弱い東向きを示す（図 3-8(d)）。この時、第 1 モードは低温・低塩化を示す。また、1999 年 9 月以降は西向きを示し高温・高塩化を示す。また、このモードは、500db 基準の力学高度と 1999 年の春から秋にかけて相関があること（図 3-8(c)）、また、地衡流ともその時期に相関があることを考えれば、赤道ロスビー波などの力学的な現象が躍層を上昇させ、一時的に東向きの流れを形成し、移流により表層を低温・低塩化させたと考えられる。

3. 2. 5. 南緯 5 度の第 2 モードの意味

北緯 5 度と南緯 5 度の第 2 モードは、ともに第 1 モードと直交するモードとして出てきており、表層 50m の混合層のセンサーだけで EOF を計算していることを考えれば、T-S 図上で第 1 モードと直交する変動となることは、容易に理解できる。従って、第 2 モードに第 1 モードと同程度に科学的な意味があるかどうかは、議論の余地がある。特に、北緯 5 度の EOF 解析では、第 1 モードの寄与率が 57% に対して、第 2 モードが 17% と低く、第 2 モードに意味があるとは思えない。しかしながら、南緯 5 度の EOF 解析では、第 1 モードが 42% に対し、第 2 モードが 30% とかなり大きな変動として抽出されている。従って、南緯 5 度の第 2 モードに関しては、シグナルとして有意である可能性が高い。このモードは、当然のことであるが、50db 基準および 100db 基準の力学高度変動は、第 2 モード（図 3-8(a)の破線）と相関が高い。すなわち、表層の密度変動を支配しているモードである。

南緯 5 度の第 2 モードの時系列を見てみると、1999 年の 11 月より 2000 年 3 月にかけて、30 日程度の変動が見られる。20 日のローパスをかけたデータ（図 4(c)と(d)）でも、顕著な表層での高温・低塩化が 1999 年 11 月以降に見られる。この時期には、南半球での SPCZ の活動が活発になる時期であり、それに関連した海洋応答であると考えられる。このため、プイで観測された大気の強制場との関連を調べた(図 3-9)。図中の陰の部分は、第 2 モードにおける低温・高塩化の時期を示す。この時期の局所的な大気の場合は、常に同様の応答を示さず、この第 2 モードの変動は、局所的な大気の場合だけでは説明ができないことを示す。しかしながら、2000 年の 1 月と 3 月の低温化現象は、大気場でも、低い OLR 値(高い雲と降雨の示唆)、強い風速、低い日射、強い潜熱、相対的に低い降雨が観測され、第 2 モードの変化と一致する。

混合層水深などとの関連では、1 月の低温化の時期には、混合層は浅く、バリアレイヤーは深いままである。従って、この低温化はエントレイメンによる冷却ではなく、大気の強制により水温が低下したと考えるのが自然である。3 月の低温化の時期には、混合層が深くなり、バリアレイヤーが薄いため、大気の強制による冷却に加え、エントレイメント冷却も重要な要素であることが示されている。

この解析では、4 つの事象だけのため、明確な結論を出すことはできないが、4 つの事象のうち 2 つの事象に関しては、大気の強制場との相関が良いことが示された。様々な海域の様々な気候場における解析が今後必要となるであろう。

3. 3. この章のまとめ

東経 156 度に設置されたトライトンプイの水温・塩分データの解析を行った。水温・塩分の変動において、T-S 図上で高温・低塩化し密度が大きく変化するパターンと高温・高塩化し密度を変化しにくくなるパターンの二通りを経験的直交関数(EOF)展開により検出した。

北緯 5 度・東経 156 度では、1999 年 9 月から 2000 年 1 月にかけて高温・低塩化す

る負の相関モードが季節変動的振る舞いとして見られた。この季節変動的な振る舞いは、地衡流速との比較で暖水・淡水プールの東西移流によって説明ができ、1999年9月から11月に現れる表層の低塩分水は、西側からの北赤道反流による移流と考えられた。同時に、このモード（高温・低塩化）は、表層の密度変化に大きく影響し、100db基準の力学高度と非常に相関が良いことが示された。これは、表層の水温・塩分の水塊の変動が密度変動として効いていることを示し、この100db基準の海面力学高度は、500db基準の海面力学高度変動の3分の1を説明した。すなわち、表層での水塊変動が逆に表層流を引き起こすことを示した。

南緯5度・東経156度では、1999年11月から2000年2月に高温・高塩化する正の相関モードが第1モードとして見られた。このモードも地衡流速との比較で暖水プールの東西移流によって定性的に説明ができた。このモードは逆に、密度にほとんど影響しない変化であり、実際、100db基準の海面の力学高度とは相関がない。この地点では、むしろ、第2モードの高温・低塩化するモードが密度変化を引き起こし、100db基準の力学高度と良く一致している。しかしながら、この海域では500db基準の力学高度変動は亜表層での変動に支配されており、海面での水塊の変動はほとんど効いていない。

西部熱帯太平洋の表層では、水温変動と塩分変動が密度変動に同様に寄与するため、両方の変動パターンがいかにして起こっているかということが、表層の密度変動すなわち力学高度にとって重要であるかを例として示すことが出来た。大気・海洋間の熱や水のやりとりの結果としてこれらのモードが存在するとすれば、大気・海洋間の熱水収支が直接海洋循環へ大きく寄与していることとなり、移流効果を含む大気－海洋相互作用像を提唱できる。たとえば、降雨などによる大気からの強制場により、表層の水温および塩分場が形成されたとすれば、それが表層海流系を変化させ、水平方向の熱の再配分を引き起こし新たな表層水温場を形成し、それが新たな大気の強制場を形成するというものである。定量的な解析をする必要があるが、今後の重要な課題となると思われる。

第4章 大気の季節内変動 (MJO) とその海洋応答に関する一考察

これまで、ほとんど触れていない時間スケールの現象であり、また、エル・ニーニョの発生に重要と言われている大気の季節内変動 (30-60 日程度; MJO) が海洋表層に与える影響について、2001 年 6 月下旬に発生した大気の季節内変動と海洋側で観測された応答について記述し、この現象の中にみられたデータから本研究の主眼である塩分の役割について考察を行う。

4. 1. MJO による海洋の応答と大気-海洋相互作用

図 4-1 は、TAO/TRITON で得られた 2001 年 6 月の MJO による東西風の赤道上時系列を示す。西風は、2001 年 6 月中旬より赤道上東経 147 度のトライトンブイで観測され始めたものである。その後 7 月上旬にかけて西風の中心域は東進し、東経 156 度で最も強くなり、その後一度弱まるが、7 月中旬に再び強くなっている。風のアノマリーで見ると日付変更線を越えていることがわかる。この MJO に伴う西風バーストにより、海面水温の高温域 (29.5℃以上) は東進し、その中心を 7 月末には東経 165 度に移している。水温のアノマリーで見ると 7 月に東経 165 度から西経 140 度で 0.5℃以上の値を示す (図 4-2)。海面力学高度では、6 月下旬に東経 156 度付近で形成された赤道ケルビン波が東進しているのが、5 日平均の図でもアノマリーの図でも見て取れる (図 4-3)。2000 年 11 月の MJO の西風バーストに対する応答との比較では、海面水温は今回と違いほとんど応答がなく、また、海面力学高度に関しては、ケルビン波による東進が見られるが、日付変更線を越えた辺りではアノマリーの振幅が今回ほど大きくない。7 月に発生しているケルビン波の水平分布は、海面の力学高度の水平分布図でも南北緯度 5 度内の東経 156 度から西経 160 度の範囲で赤道を中心としたアノマリーとして見ることができる (図 4-4)。同時に、この大きなアノマリーのやや西側を中心として、そこに向かって西から西風、東から東風として海上風が収束している様子が伺える。

この海域は、海面水温が 29℃以上で高温であるため、大気側で収束していることが伺え、日付変更線の西側で大気と海洋が結合した形を示す。

この結合したときに、2章で議論した降雨およびバリエーションを含む正の Hydrological Feedback が成り立つかどうかを議論する。このため、現在入手可能なデータとして、人工衛星からの OLR による雲頂温度観測データを利用する。このアノマリーの水平分布（図 4-5）によれば、7 月 23 日から 29 日の一週間の平均で、赤道上の東経 150 度から日付変更線にかけて負のアノマリーが見られる。このアノマリーは、赤道が中心でそこに雲が立っていることを意味し降雨が示唆されるものであり、その中心（東経 160 度）は、図 4-4 のケルビン波の中心位置（日付変更線）よりやや西側であることがわかる。そこは、また海面水温が最も高い海域である（図 4-2）。海洋表層と大気の水文過程を含む大気海洋相互作用による正の Hydrological Feedback があるとすれば、東経 165 度を中心として存在する可能性がある。しかしながら、同時に今回の MJO 自体による雲頂温度がそれほど低くなく降雨自体が少ないことも予想され、塩分の鉛直分布データが取られていないこともあり、フィードバックがあるかどうか明確に確認できていない。今後、人工衛星データやブイで計測をはじめている海面塩分データなどを合わせて、解析する必要がある。

4. 2. 東経 156 度で見られた MJO に伴う海洋応答

この西太平洋で見られた大気－海洋の結合系における塩分と海洋表層の構造の変動を、その中心より西側であるが、東経 156 度のトライトンブイのデータから調べることとする。注目する点としては、水温と塩分が今回の大気からの強制力に対して、混合層のプロセスを通じて、どう応答しているかを考察することにある。図 4-6 は、トライトンブイの東経 156 度の北緯 8 度から南緯 5 度で得られた海面水温と海面塩分である。海面水温は、MJO に伴う西風のバースト（WWB）により、赤道上を中心として 6 月 30 日にかけて急速に冷える。その後、昇温・降温を繰り返しつつ、低温化していく。

赤道上では、6月20日以前には 29.8°C 以上あった水温が、7月15日前後には 29.4°C 前後になっている。海面塩分は、WWB に伴って低塩化するものの、水温に見られる急激な変化はなく、WWB 後は徐々に低塩化していく。全体的に見ると、高温・高塩から低温・低塩へ変化している。6月下旬の WWB は、図 4-7(a) に示すように、赤道付近に西風の極大を持つ南北緯度 4 度程度の規模のもので、6月20日以降 10 日程度吹つづけた現象である。赤道に極大を持つため、海面水温から 0.2 度低い温度で決めた等温層の深さは、赤道上で 6月25日以降急速に深くなり、6月30日には極大を示している（図 4-8 (a)）。これは、赤道上の西からの移流に加え、エクマン収束により南北より赤道表層で質量収束があったためであり、図 4-7(b) から、赤道上で最大 1.5m/s の東向きの流れが 6月24日以降発生したことがわかる。この流れは、西風が止んだ後でも赤道上では常に東向きを示し 7月末まで続く。この流れは 7月以降にこの海域の東に発生したケルビン波を伴う暖水アノマリー（図 4-4）に西太平洋の暖水を供給し続けていることを示す。これはまた、低塩分水の東への移流の役割を担っていると考えられ、6月30日の WWB 以降、海面塩分は低下し続ける（図 4-6(b)）。

ブイで見られる海洋表層の局所的な応答（ローカル・レスポンス）という観点では、WWB とそれに伴う潜熱フラックスや降雨・日射の変化、および WWB の強弱による等温層・混合層水深の変化が、海面水温と海面塩分の変化を決めている様子が見られる。

6月23日過ぎから吹き始めた西風は、徐々に海面水温を低下させる（図 4-8(b)）。潜熱放出（図 4-9(a)）は、西風の強まりとともに多くなり、日平均値で西風が最大の 8m/s 前後になる 24 日から 27 日にかけて 200W/m^2 弱に達する。降雨および日射は、負の相関が強く（図 4-9(c) と (d)）、降雨の増加と日射の減少は良く対応する。WWB とともに日射量は減少し、一方、降雨は増大し、6月25日には日射は最小・降雨は最大となる。25日より等温層が深くなり始め、同時にバリエイヤーも厚くなる（図 4-8(a)）。これは、前述の通り、西風による表層での東向きの移流と赤道上の西風によるエクマン収束および東からの南赤道海流により深くなるためと考えられる。混合層水深は、強い風と

弱い日射、大きな潜熱放出にも関わらず、27 日まで深くなることなく浅いままである（図 4-8(a)）。これは、風が吹く前には西向きの流れが平均場として存在する海域であるため、西風が吹きはじめてしばらくの間は、東向きの流れが深くまで形成されず、また混合が深くまで到達していないため、東からの高塩分水を運ぶ流れが表層下に沈み込む効果が相対的に大きいことで異種水塊が供給され、常に塩分による密度躍層（バリアレイヤー）を形成する状況であると考えられる。この時、同時に強いシアーが形成され、その後混合層が深くなるに従って混合層内への塩分の取り込みがあり、そのため降雨があるにもかかわらず、海面塩分は一時、高くなっている。

これらより、MJO に伴う WWB に対する海洋応答では、WWB の吹きはじめの 6 月 20 日からの 8 日間は、混合層が浅いままでバリアレイヤーが発達するにも関わらず、海面水温は低下し、大気 of 熱的強制（潜熱が強く日射が弱い）が強いことを意味し、バリアレイヤーによる効果が少ないことがわかる。これは、2 章で議論したフィードバックの議論でバリアレイヤーが高温を維持するという役割をしていないことを意味する。

6 月 28 日以降では西風は収まりつつある状況ではあるが、依然、風によるかき混ぜ、弱い日射と大きな潜熱放出による冷却混合、エクマン収束による東向きの強い流れのシアーにより混合が依然続き、28 日以降に混合層が 20m から 80m 程度まで深くなったと考えられる。この時、混合層が深くなることに関連して、海面水温は低くなる。海面塩分は、流れが西向きに強まることと関連し、西からの低塩分水の移流とさらなる降雨により低塩化する。

その後、7 月 1 日から 8 日にかけて東風が回復するが、10 日以降、図 4-4 に見られる大気海洋の結合系が日付変更線付近に形成され、東経 156 度では 10 日から 24 日にかけて西風が卓越するようになる。この時、ブイでは、11 日、16-17 日、20-21 日、24 日に低温化現象が見られる（図 4-8(b)）。この低温化現象は低塩化とともに見られ、西風の変動の極大および潜熱放出の極大と良く対応する。さらに、降雨の極大と日射の極小とも非常に良く一致する。この時、混合層はこれらの局所的な強制により深くなるこ

とが推測できる。この期間の海面水温の変動と海面塩分の変動は、かなりローカルな大気強制と混合層の応答で決まっており、5 日程度の周期の西風による潜熱放出と日射の現象による低温化と降雨による低塩化、その間の風が弱い状態での日射の増加と潜熱放出の減少による高温化・高塩化の変動が2 週間程度続く。この場合においても、バリエイヤーが海面水温の高温化を維持するように働いているようには見えず、2 章で議論したバリエイヤーを含む Hydrological Feedback は、この短い時間スケールでは現れていないようである。

4. 3. この章のまとめ

2001 年の 6 月末の MJO による海洋応答の記述について、以上をまとめると、

- 1) 大規模な大気海洋結合系は、TAO/TRITON のネットワークのデータから見られたが、その結合系における塩分の役割として、2 章で議論した Hydrological Feedback がこの結合系で存在するかどうかについては、東経 156 度のデータでは直接見られなかった。しかしながら、東経 165 度付近では、OLR の雲の状況から推測することができた。
- 2) ローカルな影響を記述的に調べたところ、6 月 20 日から 27 日にかけて WWB の吹き始めた時の塩分躍層が存在する場合において、強い大気の強制があるにもかかわらず、すぐには、混合層が深くならないことがわかった。これは、その場での塩分躍層の役割に加え、エクマン収束や南赤道海流による移流の効果があることが想像された。この時の海面水温の変動は、混合層水深と必ずしも良い対応をしていない。また、海面塩分の変動も移流による効果が大きいことが示唆された。
- 3) その後、表層での塩分躍層がなくなる状況では、東からの移流もないと考えられ、そのため、表層過程は単純な一次元過程が主となり海面での低温現象が、風の強化・潜熱の増加と日射の減少による熱放出・混合層水深の増加と関連し、ま

た、同時に起こる低塩化が降雨の増大によることと関連し、これらから一次元過程で記述的に説明ができた。

今後は、MJO 前後の水温変動を正確に記述するためには、当然、定量的な解析が必要である。特に、塩分躍層の有無とエクマン収束や海流による水塊の移流が表層の混合層過程を決めていることが伺われたため、塩分収支を含めた解析が今後必要である。

第5章 まとめ

本研究は、熱帯域における塩分変動の重要性を指摘し、海洋への影響を解析することを目的とした。

第2章では、経年変動の時間スケールで表層の水温・塩分の経年変動に関して解析し、表層の低い塩分により浅い混合層と温度躍層上端の間に生成されるバリアレイヤーが、エル・ニーニョに関連して変動することを示した。エル・ニーニョ時には、高温・低塩の混合層が中央太平洋から東太平洋で、厚いバリアレイヤーを伴って現れることを示した。この時、中央太平洋から東太平洋で降雨が増加し、貿易風が弱まっており、大気との強い関連が示唆される。統計的には、20℃から30℃と海面水温が上がるにつれて、バリアレイヤーの出現頻度も増加し、バリアレイヤーが海面水温を高くする要因の一つであることが示唆された。大気海洋相互作用という観点では、混合層の水温が変化し、その結果降雨に影響を与え、従って混合層の塩分を変化させ、さらに水温へ影響を与えるという、フィードバック機構が考えられる。これは、経年変動の時間スケールで混合層水温の熱バランスと海洋上の水文過程とが関連していることを意味する。本研究では、このフィードバック機構を Hydrological Feedback と呼んだ。このような大気と海洋のフィードバックがあるとすれば、特にエル・ニーニョの予報精度の向上という重要な課題にとって、このフィードバック機構の解明が必要であると考えられる。

第3章では、第2章で扱った経年変動スケールより短い時間スケールである季節変動のスケールに着目し、トライトンブイで得られた水温・塩分データを解析した。水温の上昇とともに塩分が減少し密度を減少させる（またはその逆）モードと水温の上昇とともに塩分が増加させ密度を変化させないモードの2つを抽出した。両方のモードとも、季節変動と思われる変動と季節内変動の時間スケールでそれぞれ変動が見られた。

北緯5度東経156度の地点で秋から冬にかけて高温・低塩化する現象が第1モードであり、これにより、表面の密度が軽くなり、100db基準の海面力学高度に強く影響し、500db基準の海面力学高度変動の3分の1を説明することがわかった。これにより、

表層の地衡流速変動の 3 割程度が高温・低塩化を示す第 1 モードと強く関連していることがわかった。

南緯 5 度東経 156 度の地点では、逆に高温・高塩化する現象が第 1 モード（寄与率 37%）として存在し、1999 年 7 月から 8 月にかけて低温・低塩化し、1999 年 11 月から 12 月にかけて、高温・高塩化する。このモードは、密度変動に影響しない変動で、100db 基準の海面力学高度に影響しない。むしろ、寄与率が 26%の高温・低塩化する第 2 モードが 11 月から 3 月にかけて 30 日程度の変動を示し、これが表層での密度変動と関連した。

3 章の結果として、西部熱帯太平洋の表層では、水温変動と塩分変動が密度変動に同様に寄与するため、両方の変動パターンがいかにして起こっているかということが、表層の密度変動すなわち力学高度にとって重要であるかを例として示すことが出来た。大気・海洋間の熱や水のやりとりの結果として、水温と塩分の変動の関係によっては、この海域では大気・海洋間の熱・水収支が海洋循環へも大きく寄与している可能性があることも示した。

最後に、4 章として、2001 年 6 月下旬に発生した大規模な MJO に伴う数日から十数日程度の時間スケールにおける海洋応答を実際に観測されたデータを元に記述した。7 月上旬には日付変更線を中心として、海面水温、海上風、外向き放射（OLR）および温度躍層の分布からは大気と海洋が結合している様子が伺えたが、2 章で議論した Hydrological Feedback の有無については現段階のデータからは明らかにできなかった。MJO に伴う東経 156 度線の水温・塩分の変動の記述からは、MJO の西風に伴い赤道上に激しい混合がおこり、混合層が深くなり、その後、エクマン収束による躍層の変化が見られ、同時に水温が低温化、塩分が高塩化後低塩化した。その後、暖水プールの東進と共に低温化・低塩化した。東進後は、海面水温と海面塩分は比較的ローカルな大気の強制場とバランスしている様子が伺え、暖水プールとの相対的な位置などによって、熱および水のバランスが変わることが示唆された。この短い時間スケールでは、赤道上にお

いてバリエイヤーは、表層塩分などに関連して変動するが、表層水温に対する役割は明確にできなかった。

本研究を通じて、熱帯太平洋の暖水プール域における塩分の役割について、塩分変動の密度変動への寄与が無視できず、経年変動から季節変動の時間スケールで、塩分による海洋構造の変化が熱力学的過程や力学的な過程に影響していることを示すことができた。

しかしながら、本研究は道半ばでもある。本研究の延長線上には、エル・ニーニョの予測精度向上という最終的な目的があり、そのために、本研究に関連して今後行うべき課題として幾つかあげることができる。

まず、2章で議論した Hydrological Feedback の仮説を検証するため、様々な時間スケールにおける広域なブイデータもしくは衛星データによる混合層過程を含む熱水収支解析が必要と思われる。このような解析から暖水プール域の海面水温形成のプロセスを明らかにし、現在の大気海洋結合モデルの精度向上に貢献できると考える。また、3章で議論した塩分(水温・塩分変動)の力学高度への影響については、例えば降雨などの大気による海洋への影響が直接表層海流系を変化させる可能性を連想させる。この塩分による海流系の変動が、エル・ニーニョに伴う暖水プールの東西移動にどの程度貢献しているかどうか解析する必要がある。4章で議論した大気の手内変動(MJO)による海洋応答に関しては、エル・ニーニョ発生に伴い幾つかの MJO によるケルビン波が励起され、それが少しずつ暖水プールを東進させていることを踏まえれば、MJO による暖水プールの熱の再配分を観測データから見積もり、大気の手内場による海洋の応答とその過程における塩分の役割を調べることも必要と思われる。

最後に、本文ではふれていないが、海洋の赤道域と赤道外との関係を把握する必要がある。エル・ニーニョの Recharge-Discharge 説によれば、エル・ニーニョ発生前には、赤道域全体で蓄熱量が増大しエル・ニーニョ後には減少する。これは、赤道域だけを見ていてはエル・ニーニョの予測は出来ないことを意味する。すなわち、赤道域の観測網によるデータだけでなく、既に開始されている Argo 計画によるデータとあわせて解析する必要

があるを考える。

謝辞

本論文の審査をしていただきました主査の花輪公雄教授、審査委員の川村宏教授、岩崎俊樹教授、江淵直人助教授、須賀利雄助教授に謝意を表します。

また、これまで本論文のもとになった研究を行うにあたり、非常に多くの方々のご指導・ご協力を頂いてきました。海洋科学技術センター海洋観測研究部・前部長・遠藤昌宏（現気象庁気象研究所）様、現部長・滝沢隆俊様、海洋観測研究部第1研究グループ研究主幹・水野恵介様、同研究副主幹・黒田芳史様、第1研究グループの各研究員の方々には、常日頃より議論に加え、精神的な励ましを頂き、大変感謝しております。中でも、センター入所当初より、共に熱帯の観測に関わり仕事をさせていただいた宗山敬様（現・普及広報室）、黒田芳史様、米山邦夫様には非常にお世話になりました。さらに、学生時代よりご指導いただきました鳥羽良明先生（東北大学名誉教授）には、センター入所後も研究顧問としてご指導頂きました。本研究の第2章は、米国海洋大気庁の研究所在である太平洋海洋環境研究所で1年間海外研修を行ったときの成果であり、その際、海洋気候研究部のマックファーデン博士には様々な面でご指導頂きました。第3章で主として解析に使用したトライトンブイのデータは、それを取得するまでには、ブイの整備・センサーの検定・データの管理等精力的に行っているマリワーク・ジャパンの観測技術員の方々の協力なくしては得られませんでした。また、船上でのブイ設置・回収作業は、グローバル・オーシャン・デベロップメントが運航する「みらい」の船長はじめ船員の方々、日本海洋事業の運航する船舶の船長はじめ船員の方々の精力的な作業なくしては、成功はあり得ません。

最後に、東北大学の花輪公雄教授をはじめとするスタッフの皆様方および研究室の学生の皆様方には、セミナーを開いていただき議論いただき深く感謝しております。これらの多くの方々に支えられ、本研究を行うことが出来たことに心より感謝いたします。

付録

トライトンブイの水温・塩分センサーの検定

1. はじめに

塩分の計測は、現在、UNESCO(1978)に従って行われている（海洋観測指針）。現在はCTDが海洋のある深さでの水温・塩分を計測する機器として定着しているが、CTDでは計測した海水の電気伝導度とあらかじめ決めてある15℃・1気圧・塩分35psuでの電気伝導度との比を計算し、それに水温および水圧の情報を加えて算出している。

トライトンブイでは、米国シーバード社のSBE37型の係留用CT計を使用している。この機器では、海中の電気伝導度を電極式（Electrode Conductive方式）といわれる方式で計測する。この方法では直径6mm程度のガラス管の中に正と負の電極が埋め込まれており、その間の電気伝導度（Siemen/m、Siemen=Moh=1/Ohmである）を計測する方式である。この方式の利点は、電気伝導度を計測する体積をガラス管の中の小さな体積に限ることが出来、従って、塩分の関数であることに加え、水温の関数でもある電気伝導度を正確に計測する上で計測体積内の水温をほぼ一定により安定して保ちやすくなることである。また、この利点は、従来メーカーでしか出来なかった検定作業をユーザーでも可能にすることができ、トライトンブイ・プロジェクトでは、シーバード社の支援を得て検定用の恒温水槽（写真A-1, 2）を整備し自ら水温と電気伝導度の検定を実施している。

以下に、センターにおける水温・電気伝導度センサーの検定とその評価について記述し、実際にブイで設置されたセンサーが時間と共に変化した特性について記述し、現在のブイによる観測データの品質を示す。

2. 水温・電気伝導度計の検定およびその評価

水温計および電気伝導度計の検定は、シーバード社の検定用恒温バスを用いて行われる。バスの中の水温を一定に保つため、上下および周囲を断熱材で覆い、バス本体は中の海水を均一に循環させるため円柱上になっている。この中心に攪拌用のスターラを付け、バスの底部に冷却用のコイルおよび中心部にヒーターが付けられている。海水は、人工海塩を使用し、塩分濃度を 35psu 付近に調整する。海水は、中央の攪拌機で対流が起こるのに十分なレベルまで入れる。検定するセンサーは、標準となる水温計 (SBE3) および電気伝導度計 (SBE4) と同心円上で同じ位置になるように配置し、水面からの深さも同じになるように配置する。これにより、バス内の温度分布の違いによる検定時のエラーを小さくできる。バスの試験時に、センサーの位置を変えて何度か試験を行ったが検定された温度は有意な違いを示さなかった。

35psu の海水を水温 30℃ から 0℃ 付近まで変えると、電気伝導度で 6S/m から 3S/m 付近まで変わるので、プイに必要な温度幅、電気伝導度幅をカバーできるため、水温と電気伝導度の検定は同時に行う。センサーをバスにセットしたのち、温度を 35℃ 付近まで一度上げる。上げた状態で 3 時間程度放置し、バス内の海水の溶存空気を抜く。空気が十分に抜けない場合、電気伝導度セルに泡が付着し検定が失敗することがあるためである。その後、30℃ から 1℃ までの間で 6 から 7 点の水温をターゲットとして、バス内の温度を制御し検定を行う。検定に要する時間は 14~15 時間程度であり、一つの温度に 0.001K 以内に安定させるのに 2 時間程度必要となっている。一つの温度での実際の検定時間は 10 分程度である。

温度の検定は、この標準となる温度計との比較を行うだけであり、手続き的には非常に簡単であるが、電気伝導度については、バスの温度が 24℃ で採水しオートサルで標準海水と比較し、塩分値を決定し、バス内の電気伝導度センサーを 1 点であるが毎回補正して、その値を用いて、標準となる電気伝導度を決めるという作業を行っている。そのため、電気伝導度の検定には、多くのエラーが入る可能性がある。

図 A-1 に、検定バスを用いた検定時の準器の水温計の標準偏差を示す。各温度帯で、

検定の水温がほぼ 1mK 以内で安定していることがわかる。これにより、検定バスによるエラーが 1mK 程度であるといえる。図 A-3 は、メーカーによる検定と海洋センターによる検定の差の平均と標準偏差を示す。水温では、その差の平均は 2mK 以内であり、標準偏差も非常に小さいことがわかる。準器としている水温計は 1 年に一度、メーカー（シーバード社）に送り返し、検定を行っている。その結果、1 年間の経時変化は 1mK 以内であることがわかっている。これは、メーカーとセンターの水温検定の差が 2mK 以内であること、バスの相対的なエラーが 1mK であることと矛盾しない。電気伝導度の検定では、24℃での採水によるオートサルからの塩分が標準であり、バス内の準器とする電気伝導度センサーに毎検定毎に補正をしている。補正は、傾きを求めて補正している。その傾きの時間変化を図 A-2 に示す。これから、最初に比べ、全ての準器で使用しているセンサーがゆっくりと 1 より小さくなることがわかる。これは、徐々にセンサーが汚れていったことを示す。運用では、この係数をモニターしながら準器の電気伝導度計を取り替えることを行っている。それらの運用の結果、メーカーと比較を行うと、メーカーとの差の平均は非常に小さいが、差の標準偏差が 0.6S/m において、0.7mS/m であり、塩分値換算ではほぼ 0.006psu であることがわかる。これは、前述のように電気伝導度の検定手法が複雑であるため、大きくなっていることがわかる。この標準偏差を我々は海洋センターにおける電気伝導度の検定誤差とした。

3. センサーの経時変化とデータの質

これまでの電気伝導度センサーは、陸上で検定するのではなく、CTD の観測中に同時に採水を行い、現場においてセンサーを校正する手法が主であった。1990 年代に行われた WOCE 観測においては、水温センサーは観測の直前・直後の検定はかならず行うべき項目であったし、電気伝導度センサーの検定は現場の採水を表層から深層まで行い、それにより観測毎に補正を行う必要があった。さらに、圧力センサーは、ストレーンゲージの場合にはヒステリシス（過去の圧力を記憶する）が大きく、最大で数 db の

誤差（塩分値で 0.005psu 程度に相当）を生じることが報告され、大きな問題であった。その後、水温センサーは時間的な安定度が飛躍的に向上し、圧力センサーもヒステリシスの少ないセンサーが開発され、CTD の精度は 1995 年辺りを境に向上した。ただし、CTD センサーの内、電気伝導度センサーについては、経時変化が依然激しく、係留による観測には適さないと考えられていた。しかし、上述のように実験室でもかなり高精度な検定が実施出来るようになり、また、経時変化についてもある程度の原因の特定とその対策が行われるようになってきたことで、塩分の係留等による観測が可能となってきたこと、また、海洋学において塩分の変動についての情報・知識がこれまで以上に必要となってきたことから船舶による観測にのみ頼ることなく、係留やその他の手段で塩分の変動を水温同様に観測する必要性が出てきた。しかし、センサーの経時変化については、ほとんど情報がなく、海洋センター独自で設置前および回収後に検定を実施し、また、現場で比較し、経時変化を押さえ、それによりデータの質を把握する必要があった。

この評価のため、今回使用したデータは、1998 年に 3 ヶ月係留されたセンサー群、1999 年に 3 ヶ月、8 ヶ月、12 ヶ月係留されたセンサー群の係留前の検定と係留後の検定の値を用いた。図 A-4 は、横軸に係留期間、縦軸に係留前の検定係数を用いて係留後の検定時のドリフト分を深さ毎（0-100m、125m-200m、250-750m）に分けて、その平均と標準偏差を計算したものである。1998 年に 3 ヶ月係留されたセンサーを除き、深いところに係留されたセンサーには、ドリフトが少なく、12 ヶ月後の検定結果も係留前とほとんど変化がないことがわかる一方、浅くなると経時変化も大きく、海面付近のセンサーは経時変化の平均で 12 ヶ月後には、6mS/m であり、その標準偏差も 4mS/m であり、塩分値換算で平均値が 0.05psu、標準偏差で 0.03psu である。従って、表層のデータには補正なしにデータを使用した場合、0.1psu 程度のドリフトを含んだデータが存在しうることを示している。この結果を受け、トライトンブイの補正なしの塩分データは表層で 0.1psu 程度であると評価している。なお、より詳細な補正方法等は、松

本ら（2001）および Ando et al.(in preparation)に詳しい。また、気象データの品質については、黒田ら（2001）、川原ら（2000）、川原ら（2001a）、川原ら（2001b）による気象データの評価結果を参照頂きたい。

参考文献

川原 幹生、中村 亘、牛島 憲文、曾野 和彦、安藤 健太郎、黒田 芳史、2000: トライトンブイと「みらい」での海上気象観測の相互比較結果、海洋科学技術センター試験研究報告、**40**、125-135。

川原 幹生、黒田 芳史、牛島 憲文、安藤 健太郎、曾野 和彦、高槻 靖、中村 亘、長濱 哲哉、2001a: トライトンブイと「みらい」での海上気象観測の相互比較結果(Ⅱ)、海洋科学技術センター試験研究報告、**43**、7-23。

川原 幹生、安藤 健太郎、黒田 芳史、高槻 靖、2001b: トライトンブイに搭載された光学式雨量計の陸上比較試験による評価、海洋科学技術センター試験研究報告、第43号、25-35。

黒田 芳史と網谷 泰孝、2001: トライトン: ENSO 現象解明を目指す新しい海洋一大気観測ブイネットワーク、*海の研究*, **10**, 157-172。

黒田 芳史、曾野 和彦、安藤 健太郎、フライターグ ポール、マックファーデン ミハエル、2001: 西太平洋赤道域に設置されたトライトンブイおよびTAOブイのデータ相互比較、海洋科学技術センター試験研究報告、**43**、93-105。

松本 健寛、長濱 哲哉、安藤 健太郎、植木 巖、高槻 靖、黒田 芳史、2001: トライトンブイの水温・塩分（電気伝導度）計の経時変化と補正、海洋科学技術センター試験研究報告、**44**、印刷中。

Ando, K., and K. Hanawa 1995: Two types of subsurface waters formed in the Japan Sea, *Umi to Sora*, **71**, 59-70.

Ando, K., T. Ichiye, and K. Muneyama, 1994: Water masses and hydrography in the Tropical Pacific during Japanese Pacific Climate Study '91 cruise, *J. Oceanogr.*, **50**, 239-245.

Ando, K., T. Nagahama, T. Matsumoto, I. Ueki, Y. Takatsuki, and Y. Kuroda, 2001: On the

temperature and conductivity drift of the TRITON buoy sensor estimated from the pre and post calibration data, (in preparation).

Bathen, K., 1972: On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **77**, 7138-7150.

Battisti, D., 1988: The dynamics and thermodynamics of a warm event in a coupled atmosphere ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889-2919.

Climate Prediction Center, 1995: Climate Diagnostics Bulletin, September 1995, U.S. Dept. Comm., Washington, D.C., 77 pp.

Conkright, M. E., S. Levitus, T. P. Boyer, T. O'Brien, C. Stephens, D. Johnson, L. Stathoplos, O. Baranova, J. Antonov, R. Gelfeld, J. Burney, J. Rochester, and C. Forgy, 1998: World Ocean Database 1998.

Cronin, M., and M. McPhaden, 1998: Upper ocean salinity balance in the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **103**, 27567-27587.

Delcroix, T., L. Gourleau, and C. Henin, 1998: Sea surface salinity change along the Fiji-Japan shipping track during the 1996 La Nina and 1997 El Nino period, *Geophys. Res. Letter*, **25**, 3169-3172.

Delcroix, T., and C. Hennin, 1991: Seasonal and interannual variation of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 22135-22150.

Delcroix, T., C. Hennin, F. Masis, and D. Varillon, 2000: Three decades of in-situ sea surface salinity measurements in the tropical Pacific Ocean, *CD-ROM distributed by Institute de recherché pour le developpement*.

Delcroix, T., G. Eldin, M.H. Radenac, J. Tool, and E. Firing, 1992: Variation of the western equatorial Pacific Ocean, 1986-1988, *J. Geophys. Res.*, **97**, 5423-5445.

Delcroix, T., and J. Picaut, 1998: Zonal displacement of the western equatorial Pacific "Fresh Pool", *J. Geophys. Res.*, **103**, 1087-1098.

- Donguy, J. R., 1987:** Recent advances in the knowledge of the climatic variation in the tropical Pacific, *Prog. Oceanogr.*, **19**, 49-85.
- Gill, A.E., and E.M. Rasmusson, 1983:** The 1982-83 climate anomaly in the equatorial Pacific, *Nature*, **305**, 229-234.
- Graham, N.E., and T.P. Barnett, 1987:** Sea surface temperature, surface wind divergence and convection over tropical oceans, *Science*, **238**, 657-659.
- Hayes, S.P., L.J. Mangum, R.T. Barber, A. Huyer, and R.L. Smith, 1987:** Hydrographic variability west of the Galapagos Islands during the 1982-83 El Nino, *Prog. Oceanogr.*, **17**, 137-162.
- Hayes, S.P., P. Chang, and M.J. McPhaden, 1991:** Variability of the sea surface temperature in the eastern equatorial Pacific during 1986-1988, *J. Geophys. Res.*, **96**, 10533-10566.
- Hennin, C., Y. du Penhoat, and M. Ioulalen, 1997:** Observation of sea surface salinity in the western Pacific fresh pool : Large scale changes during 1992-1995, *J. Geophys. Res.*, **103**, 7523-7536.
- Horel, J.D., 1982:** On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean, *Mon. Weather Rev.*, **110**, 1863-1878.
- Hosom, D., R. Weller, R. Payne, and K.E. Prada, 1995:** The IMET (Improved Meteorology) Ship and Buoy System, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **12**, 527-540.
- Iwasaka, N., and K. Hanawa, 1990:** Climatologies of marine meteorological variables and surface fluxes in the North Pacific computed from COADS, *Tohoku Geophys. J.*, **33**, 185-239.
- Janowiak, J.E., and P.A. Arkin, 1991:** Rainfall variations in the tropics during 1986-1989, as estimated from observations of cloud-top temperature, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3359-3373.
- Kessler, W.S., 1990:** Observations of long Rossby wave in the northern tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, **95**, 5183-5218.
- Kessler, W.S., and M.J. McPhaden, 1995:** The 1991-93 El Nino in the central Pacific,

Deep-Sea Res., **42**, 295-333.

Kessler, W.S., and B.A. Taft, 1987: Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979-1984, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 97-122.

Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91-112.

Leetmaa, A., D.W. Beringer, A. Huyer, R.L. Smith, and J. Toole, 1987: Hydrographic condition in the eastern Pacific before, during and after the 1982/83 El Nino, *Prog. Oceanogr.*, **19**, 1-47.

Legler, D., 1991: Producing surface wind products for oceanographers, in *Proceedings, IGOSS/IOC Products Seminar*, 59-76, Int. Oceanogr. Comm., Paris.

Levitus, S., 1982: Climatological Atlas of the World Ocean, *NOAA Prof. Pap.* **13**, 173, U. S. Govt. Print. Office, Washington, D.C.

Levitus, S., and T.P. Boyer, 1994: World Ocean Atlas 1994, vol.4, Temperature, *NOAA Atlas NESDIS 3*, 117, U.S. Dep. of Commer., Washington, D.C.

Liu, W.T., 1988: Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data, *J. Geophys. Res.*, **93**, 6749-6760.

Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991: The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3343-3357.

Mae, C., 1998: Estimating the influence of salinity on sea level anomaly in the ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3551-3554.

Mangum, L., S.P. Hayes, and J.M. Toole, 1986: Eastern Pacific Ocean circulation near the onset of the 1982-83 El Nino, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8428-8436.

McPhaden, M.J., 1985: Fine-structure variability observed in CTD measurements from the central equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11726-11740.

McPhaden, M.J., and S.P. Hayes, 1990: Variability in the eastern equatorial Pacific during

1986-1988, *J. Geophys. Res.*, **95**, 13195-13208.

McPhaden, M.J., and J. Picaut, 1990: El Nino-Southern Oscillation displacements of the western equatorial Pacific warm pool, *Science*, **250**, 1385-1388.

McPhaden, M.J., and S.P. Hayes, L.J. Mangum, and J.M. Tool 1990: Variability in the western equatorial Pacific Ocean during the 1986-87 El Nino-Southern Oscillation event, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 190-208.

McPhaden, M.J., F. Bahr, Y. du Penhoat, E. Firing, S.P. Hayes, P.P. Niiler, P.L. Richardson, and J.M. Toole, 1992: The response of the western equatorial Pacific Ocean to westerly wind bursts during November 1989 to January 1990, *J. Geophys. Res.*, **97**, 14289-14303.

McPhaden, M. J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P. Niiler, J. Picaut, R.W. Reynolds, N. Smith, and K. Takeuchi, 1998: The Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, **103**, 14169-14240.

Meyers, G., J.R. Donguy, and R.K. Reed, 1986: Evaporative cooling of the western equatorial Pacific Ocean by anomalous winds, *Nature*, **323**, 523-526.

Palmer, T.N., and D.A. Mansfields, 1984: Response of two atmospheric general circulation models to sea-surface temperature anomalies in the tropical east and west Pacific, *Nature*, **310**, 483-488.

Philander, S.G., 1990: El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation, *Academic Press*, San Diego, Calif., 293 pp.

Picaut, J., and T. Delcroix, 1995: Equatorial wave sequence associated with warm pool displacements during the 1986-87 El Nino-La Nina, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18393-18408.

Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, and M.J. McPhaden, 1996: Mechanism of the zonal displacement of the Pacific Warm Pool: Implications for ENSO, *Science*, **274**, 1486-1489.

- Rasmusson, E.M., and T.H. Carpenter, 1982:** Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Rasmusson, E.M., and J.M. Wallace, 1983:** Meteorological aspects of the El Nino/Southern Oscillation, *Science*, **222**, 1195-1202.
- Reynolds, R.W., and T.M. Smith, 1995:** A high-resolution global sea surface temperature climatology, *J. Clim.*, **8**, 1571-1583.
- Roemmich, D., M. Morris, W.R. Young, and J.R. Donguy, 1994:** Fresh equatorial jets, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 540-558.
- Shinoda, T., and R. Lukas, 1995:** Lagrangian mixed layer model of the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **100**, 2523-2541.
- Sprintall, J., and M.J. McPhaden, 1994:** Surface layer variations observed in multiyear time series measurements from the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **99**, 963-979.
- Sprintall, J., and M. Tomczak, 1992:** Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7305-7316.
- Takayabu, Y.N., T. Iguchi, M. Kachi, A. Shibata, and H. Kanzawa, 1999:** Abrupt termination of the 1997-98 El Nino in response to a Madden-Julian oscillation, *Nature*, **402**, 279-282.
- Tanimoto, Y., 1993:** Variation with multiple time scales of the global sea surface temperature field and their relationship with the atmospheric general circulation, *Ph. D. dissertation*, Tohoku Univ., Sendai, Japan, pp.116.
- Tsuchiya, M., 1968:** Upper waters of the Intertropical Pacific Ocean, *Johns Hopkins Oceanographic Studies*, **4**, 50 pp.
- Ueki I., K. Ando, Y. Kuroda, and K. Kutsuwada, 2001:** Salinity variation and its effect on dynamic height in the Pacific Warm Pool, submitted to *Geophys. Res. Lett.*

Vialand, J., and P. Delecluse, 1998a: An OGCM study for the TOGA decade (I), Role of salinity in the physics of the western Pacific warm pool, *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 1071-1088.

Vialand, J. and P. Delecluse, 1998b: An OGCM study for the TOGA decade (II), Barrier layer formation and variability, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1089-1106.

Zhang, Y., J.M. Wallace, and D.S. Battisti, 1997: ENSO-like decade-to-century scale variability: 1990-1993, *J. Clim.*, **10**, 1004-1020.

Zhang, C., 1997: Intra-seasonal Variability of the Upper-Ocean Thermal structure Observed at 0 and 165E, *J. Climate*, **10**, 3077-3092.

図および表

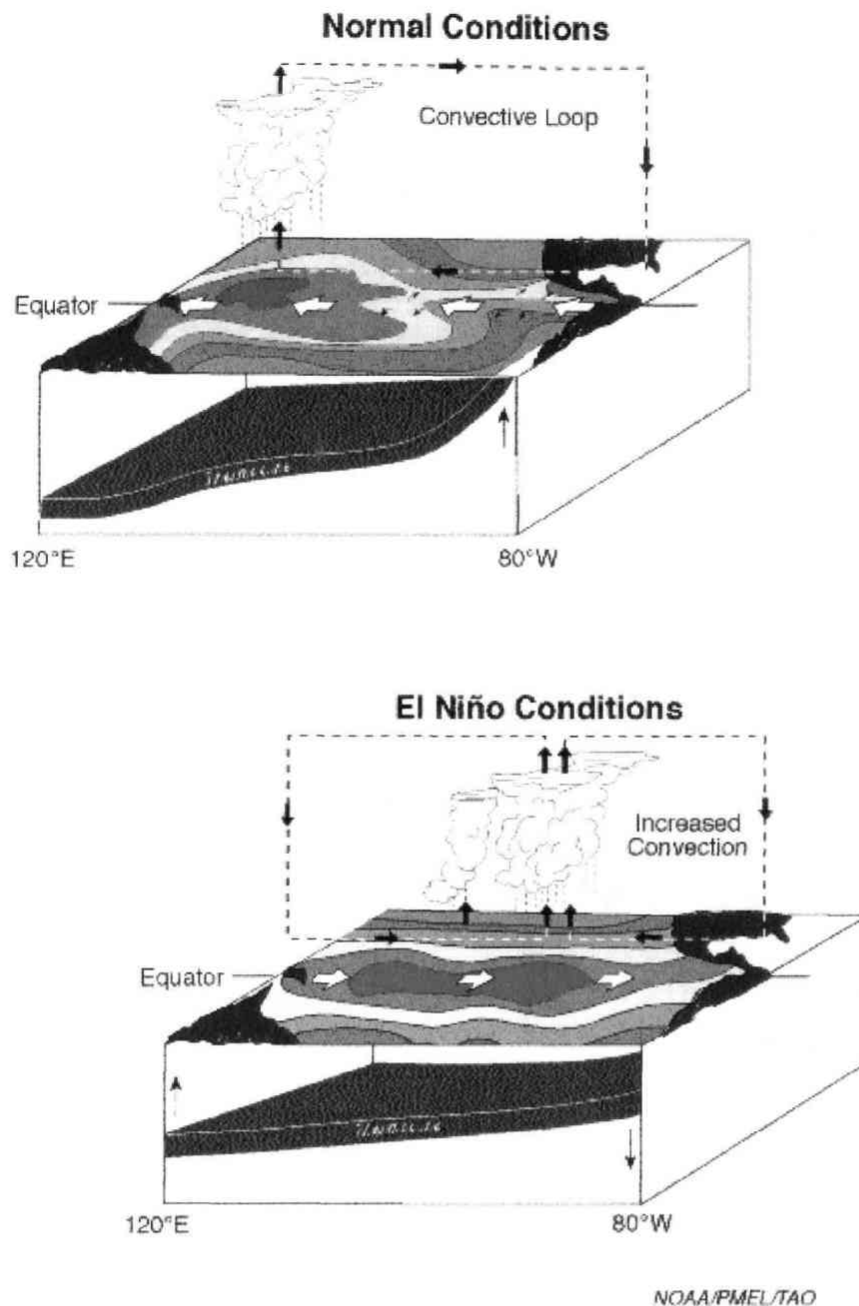


図 1-1 エル・ニーニョ時（下図）および通常時（上図）の熱帯太平洋の状態を表す模式図。
通常時には西太平洋に海面水温が高温で対流の活発な海域（暖水プール）があり、そこに向か
って貿易風が吹き、温度躍層が西側で深く東側で浅い構造でバランスが取れている。
これが、エル・ニーニョ時には、暖水プールが東側に移動し同時に対流域も東側に移動す
る。温度躍層は、西側で通常より浅くなり東側で深くなる。（米国海洋大気庁太平洋海洋環
境研究所 NOAA/PMEL のホームページより）

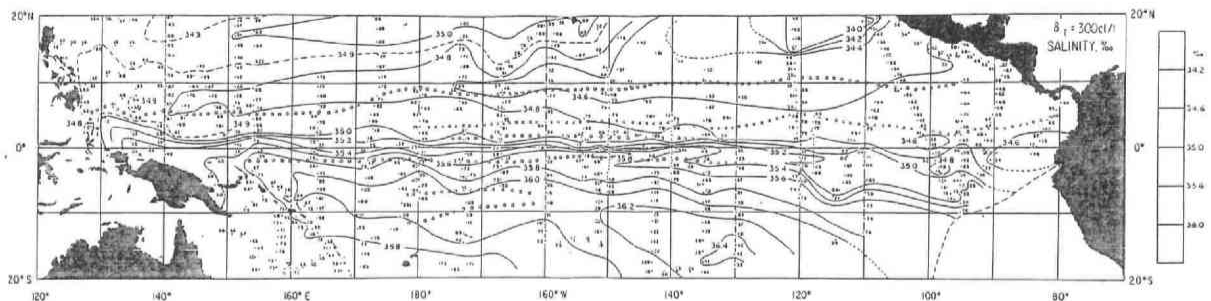


図 1-2 Tsuchiya (1968)による 300cl/ton 面の塩分分布。南半球の南緯 20 度・西経 120 度から 140 度付近に起源を持つ高塩分水が拡散しつつ、西太平洋域に移流されている様子が伺える。赤道付近は強い塩分フロントを持ち、同時に西岸境界流域で赤道を越えていることがわかる。

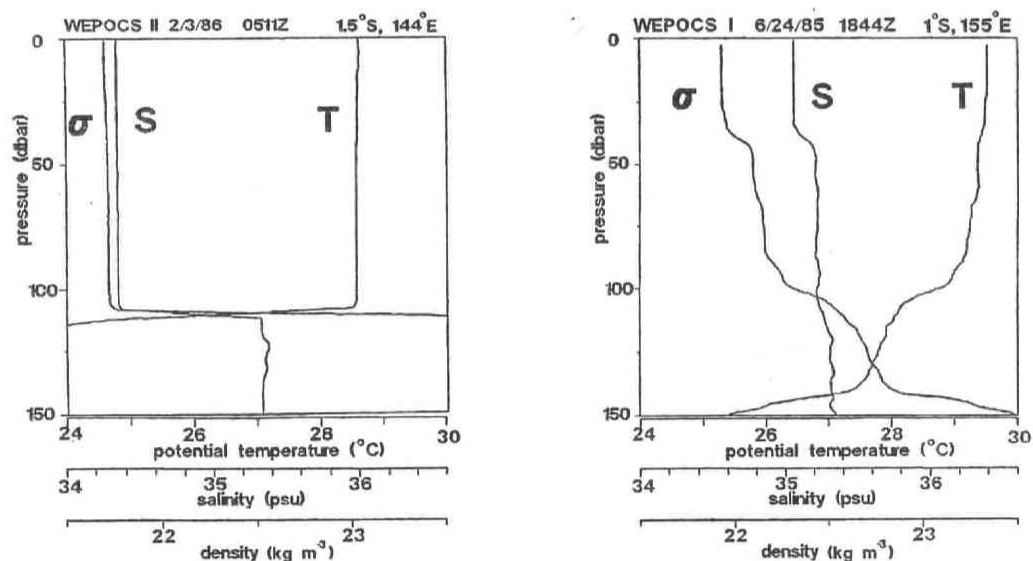
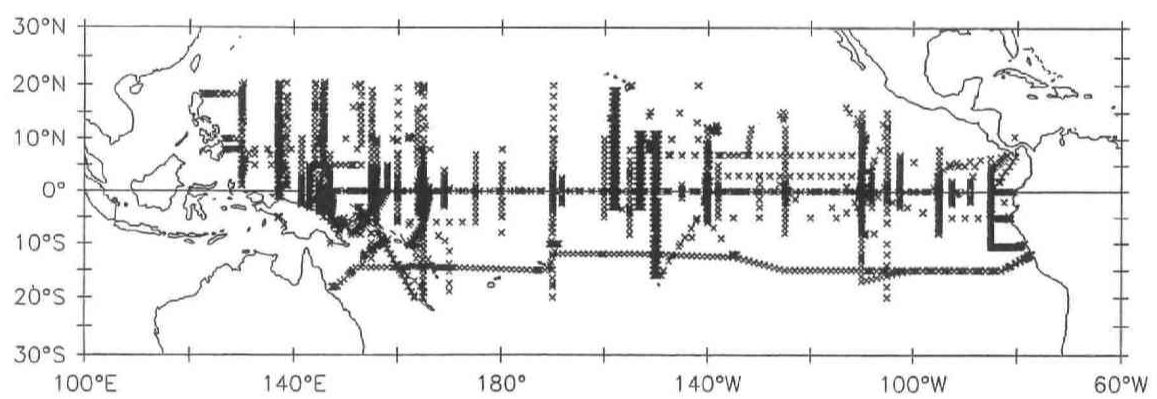
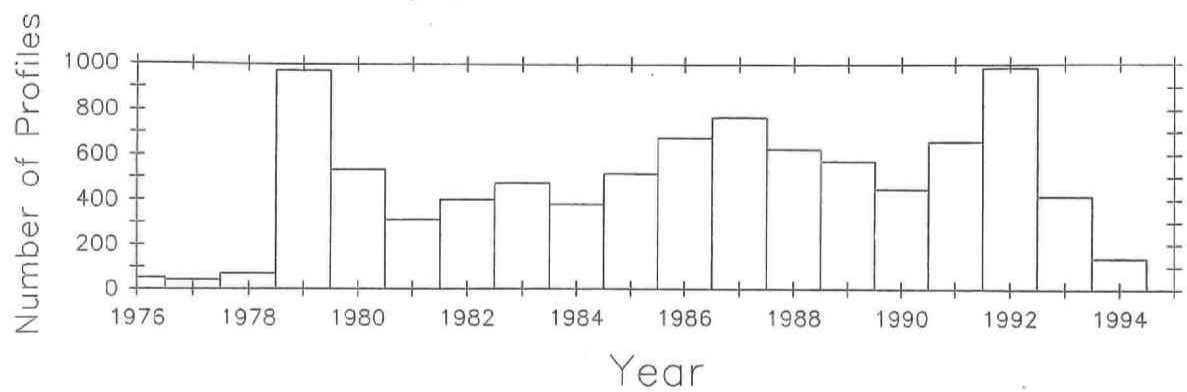


図 1-3 Lukas and Lindstrom (1991)によるバリエイヤーがある場合とない場合の海洋構造。T は水温、S は塩分、 σ は密度の鉛直分布を示す。左がバリエイヤーがない場合で、混合層は深く発達している。右側は、バリエイヤーがある場合で、混合層は表層に限られ、その下には塩分で形成された密度の高いバリエイヤーがある。温度は表面とほとんど変わらない。



Data Station Locations

図 2-1. 使用した全データのプロット。上図は、年毎のデータ数の変化を示し、下図は使用したデータの空間分布を示す。

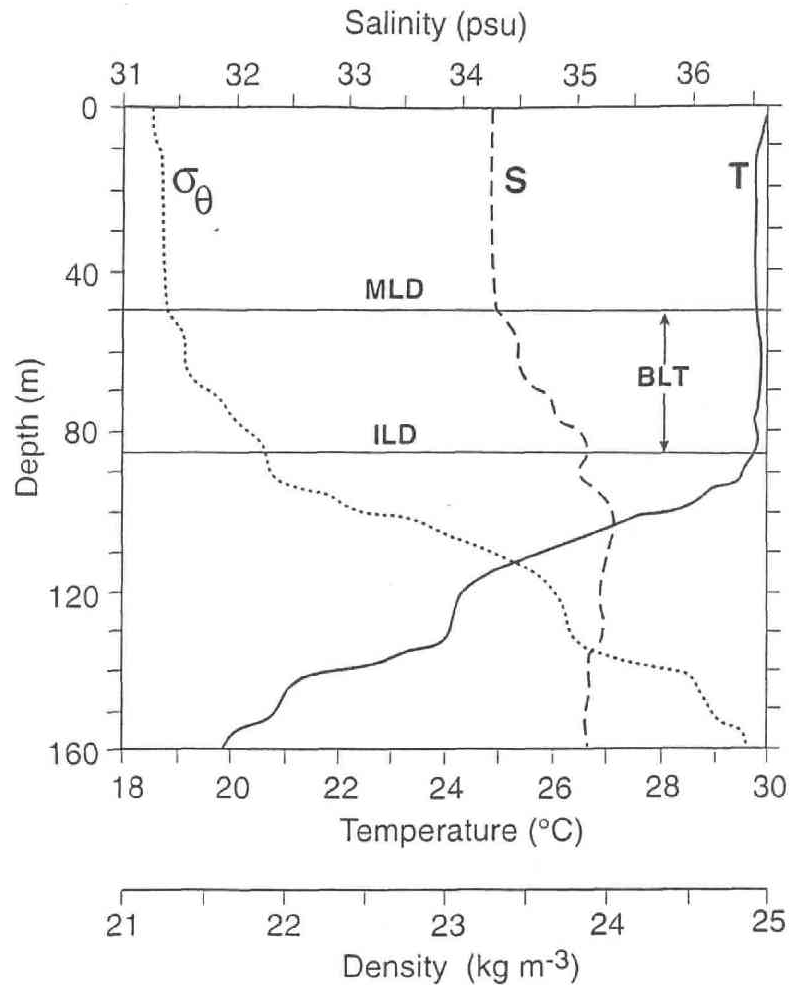


図 2-2. 本研究で使用了データの中に見られた CTD による水温・塩分(psu)・密度(Kg/m³)の鉛直分布の例。1994 年 4 月 29 日に東経 153.93 度・南緯 0.01 度で観測されたデータである。水温と塩分の横軸のスケールは、水温 29 度および塩分 35psu での密度寄与度の比でスケールしてあるため、それぞれの密度への寄与が同一スケールで見られる。この場合、明らかに塩分の効果で密度成層が作られており、混合層水深と等温層水深が密度成層と温度成層から得られる。

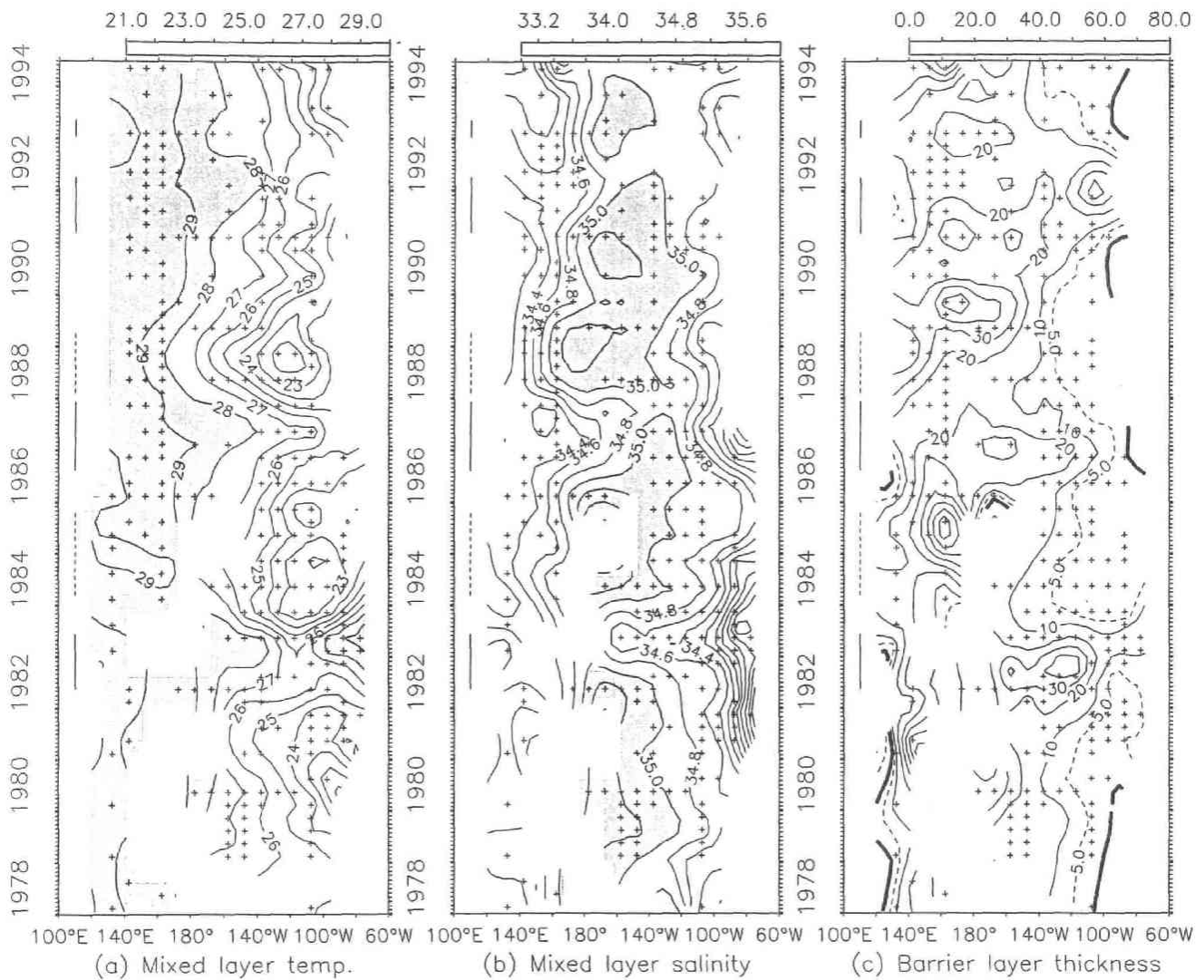


図 2-3. 赤道上の混合層水温 (a)、混合層塩分 (b)、バリアレイヤーの厚さ (c)の経度-時間(X-T)図。データは、3ヶ月ごと赤道を挟んで3度×10度の格子へ平均され、その後、1-2-1の重みのフィルターをかけている。時間軸に見られる実線はエル・ニーニョ、破線はラ・ニーニャを示す。+の表示はデータが存在する格子を示す。

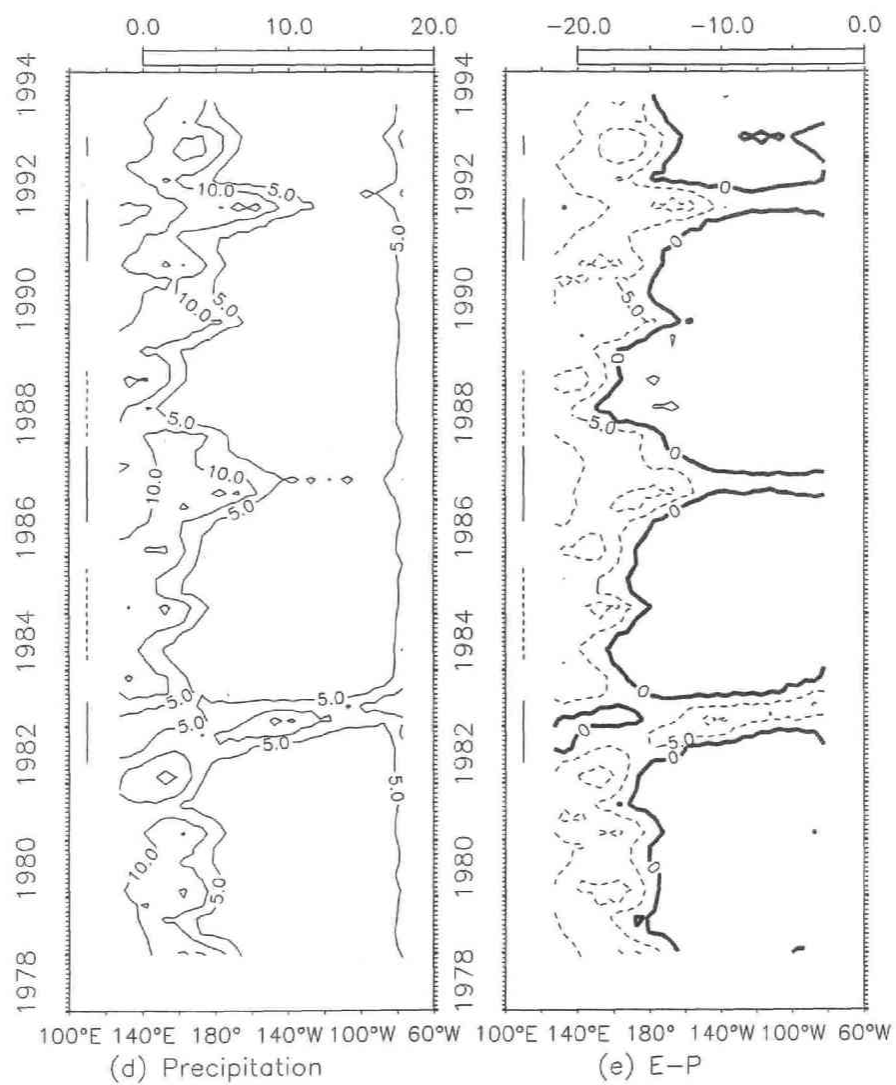


図 2-3. (つづき) 赤道上の降雨 (d)、および蒸発－降雨 (e)の経度－時間図(X-T 図)。

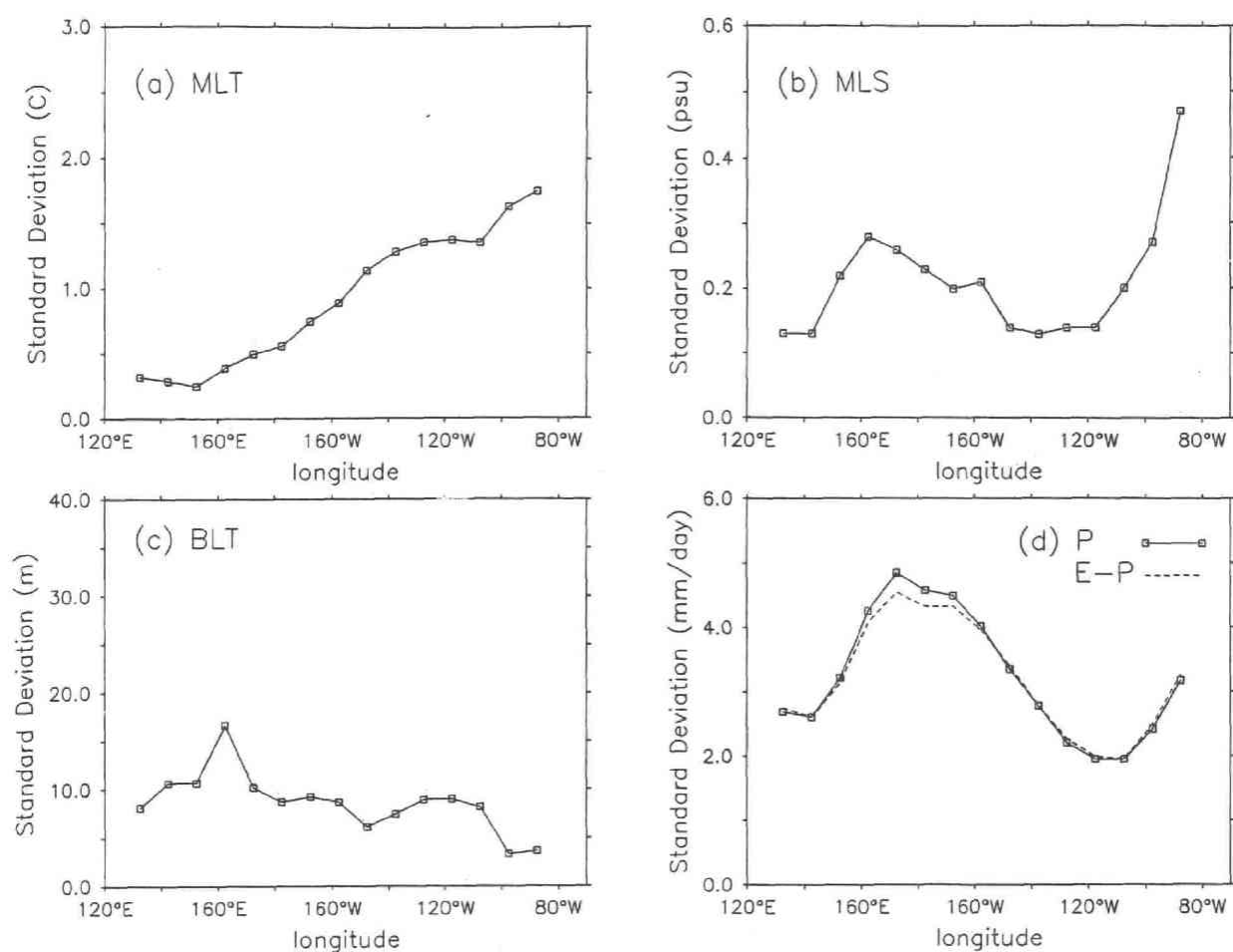


図 2-4. (a) 混合層水温、(b) 混合層塩分、(c) バリアレイヤーの厚さ、(d) 降雨（実線）および蒸発－降雨（破線）の 3 ヶ月毎に平均した値の標準偏差の赤道上的における東西分布。

データは、図 2-3 で示したものから計算した。

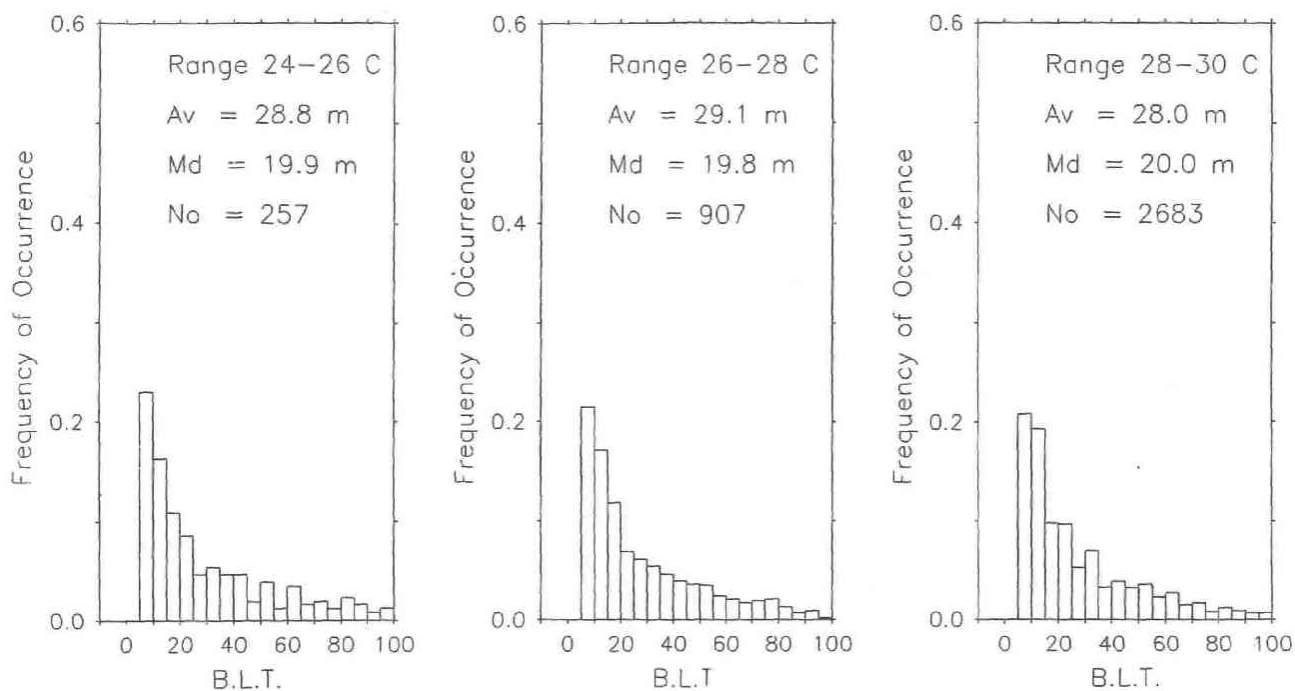


図 2-5. バリアレイヤーの頻度分布（全体を 1 としたときの割合）を示す。左より混合層水温が 24-26℃ の場合、26-28℃ の場合、28-30℃ の場合の分布である。図中の Av は平均、Md は中間値、No はデータ数である。ここでは、バリアレイヤーが 5m より浅い場合はカウントしていない。

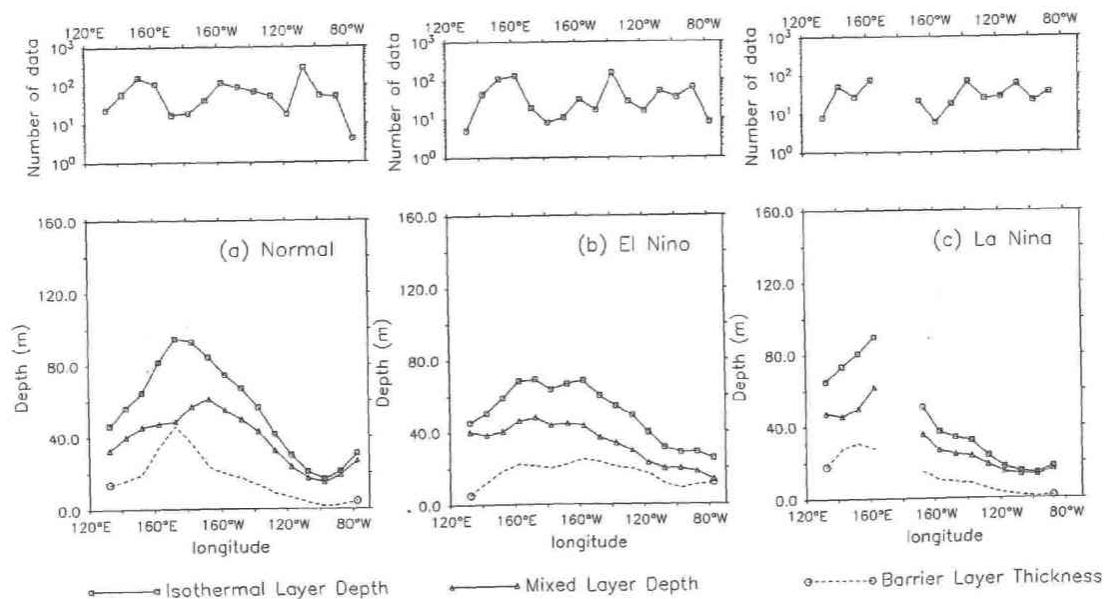


図 2-6 気候場毎（通常時、エル・ニーニョ時、ラ・ニーニャ時）の赤道上の混合層水深（▲の実線）、等温層水深（■の実線）、バリアレイヤーの厚さ（破線）の分布。

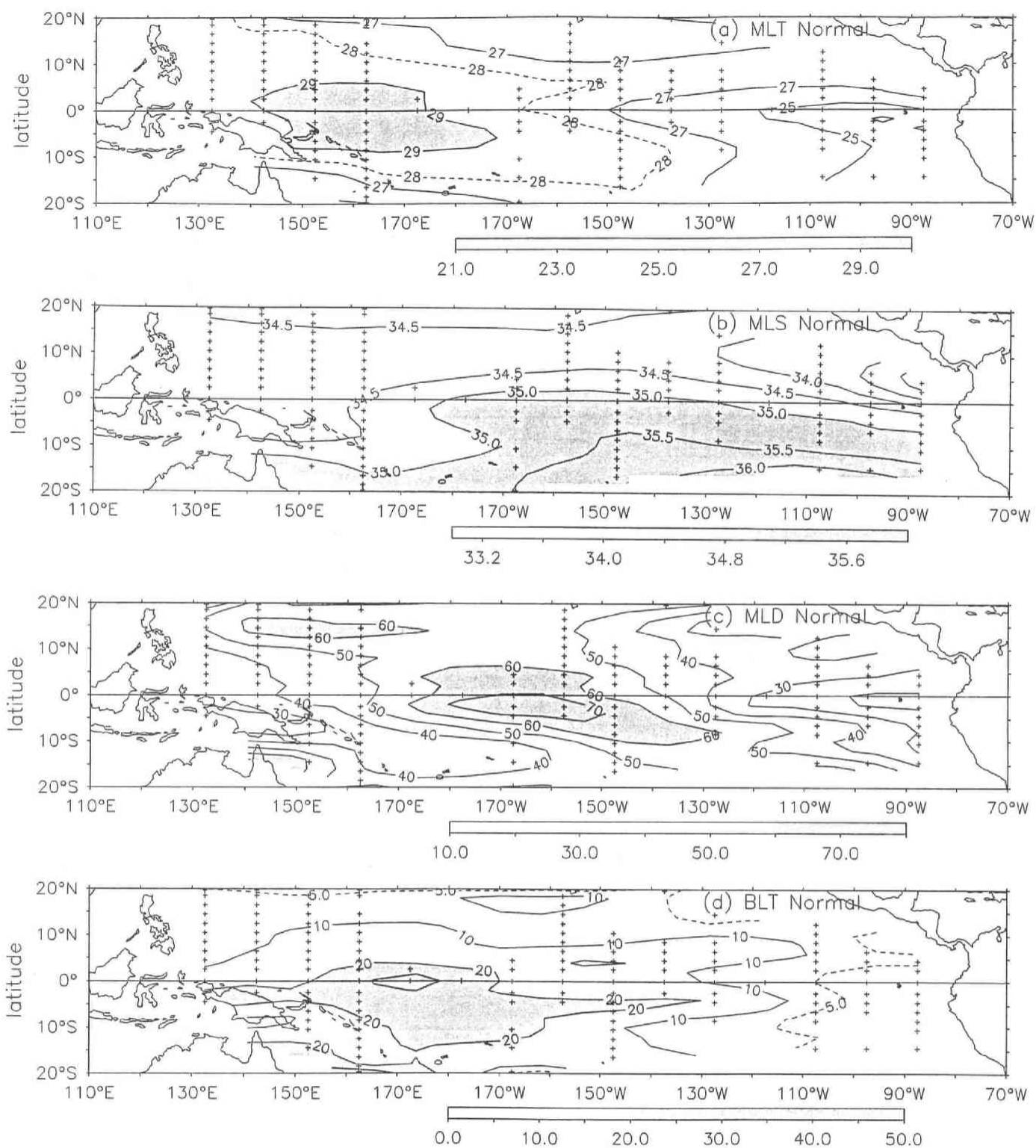


図 2-7. 通常時の (a) 混合層水温 (°C)、(b) 混合層塩分(psu)、(c) 混合層水深(meter)、(d) バリアレイヤーの厚さ(meter)の合成図。格子は2度×10度の格子(赤道上是赤道を挟み3度×10度の格子)で平均化した。+はデータが存在する格子を示し、データがない格子は線形補間を行っている。このデータは空間的に1・2・1の重みで平滑化されている。

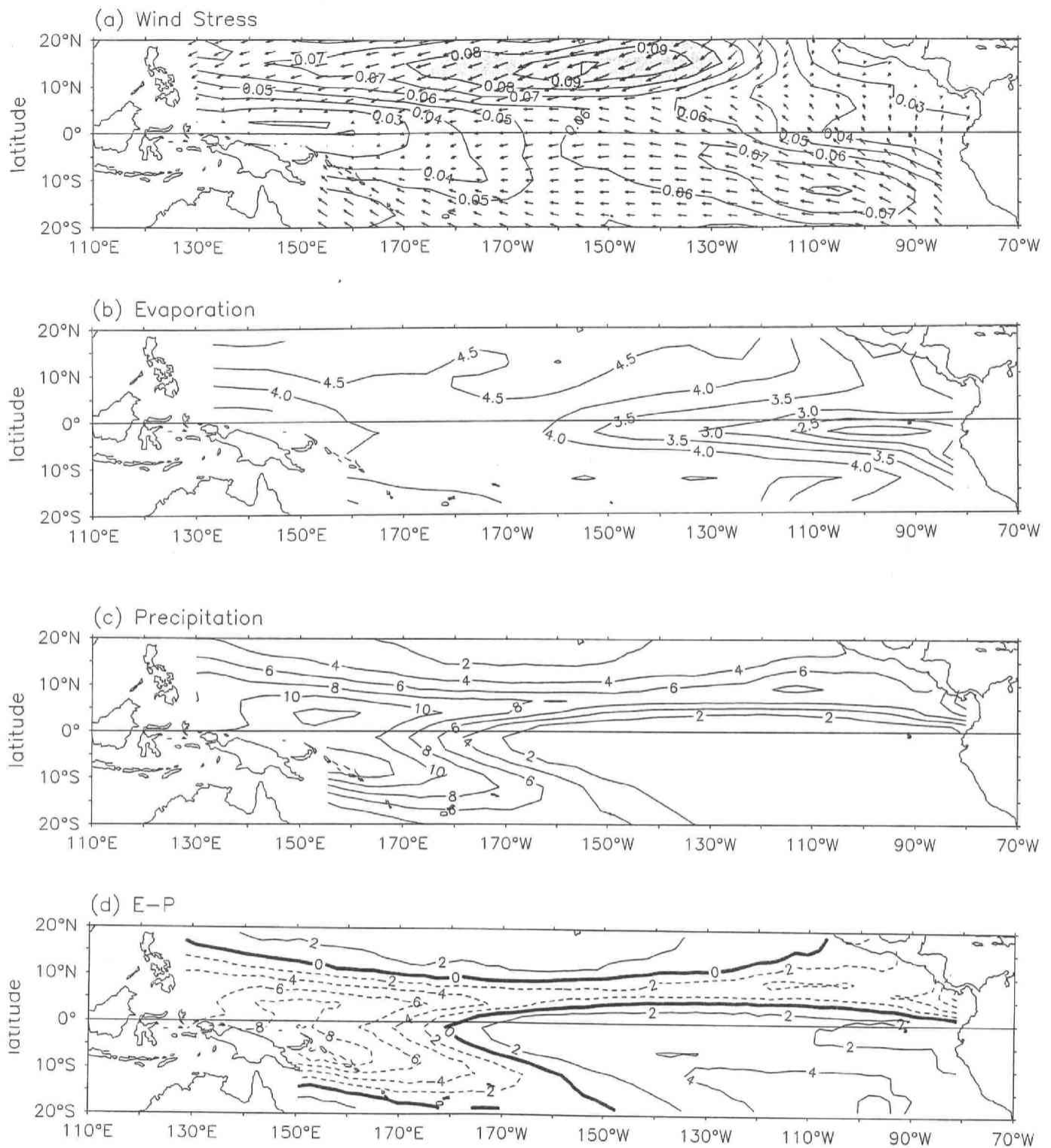


図 2-8 通常時の大気場の分布を示す。(a) は FSU の海上風応力のベクトルと強さ(N/m^2)、
 (b) は COADS データからバルク法で計算された蒸発(mm/day)、(c) は OLR から推測され
 た海上降雨(mm/day)、(d) は蒸発－降雨(mm/day)を示す。

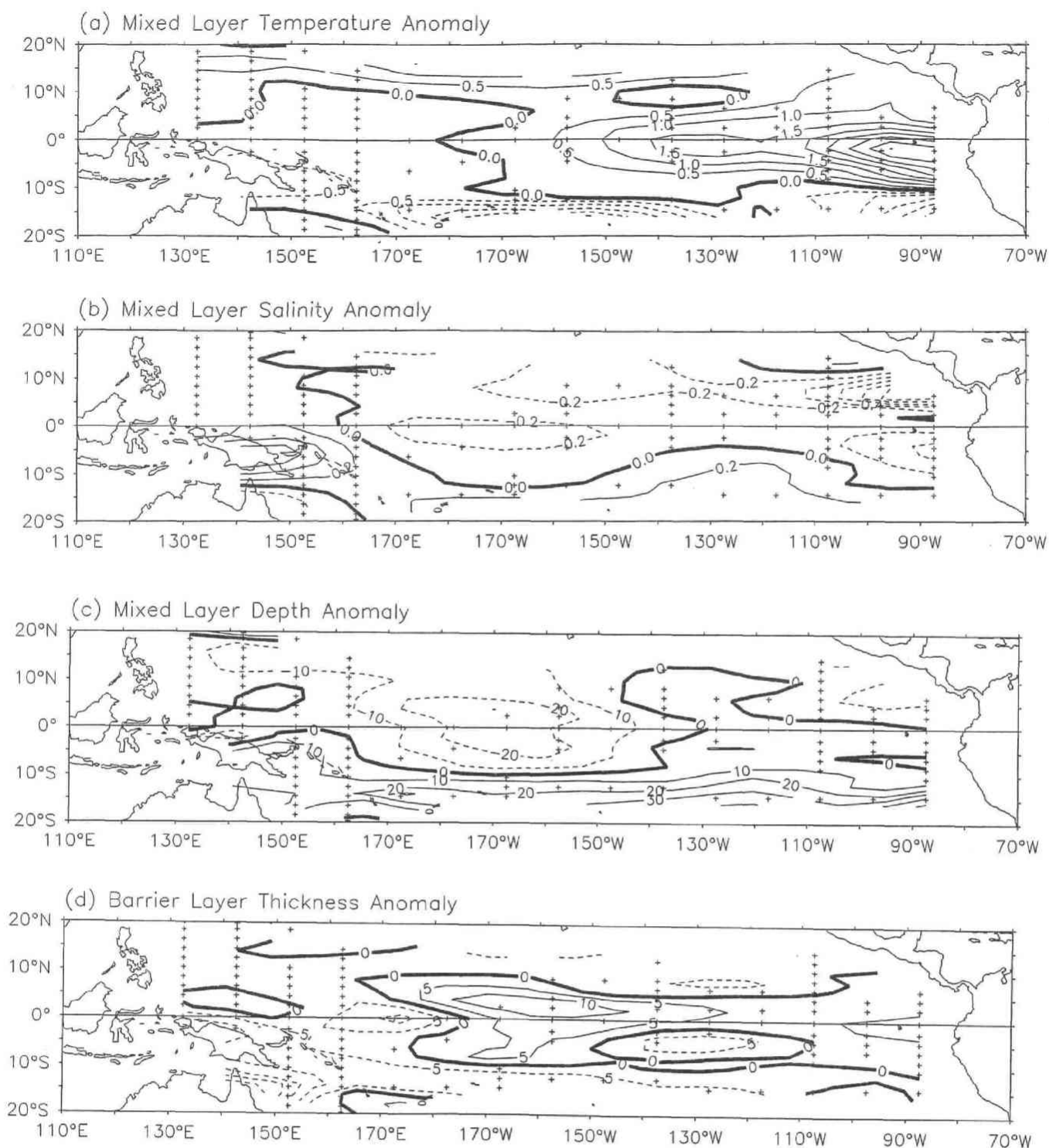


図 2-9. (a) 混合層水温、(b) 混合層塩分、(c) 混合層水深、および (d) バリアレイヤーの厚さのアノマリー（エル・ニーニョ時の合成データから通常時の合成データを引く）を示す。
 +は、エル・ニーニョ時の合成図を作成する時に有効であった格子を示している。合成図の作成は、図 2-7 と同様である。この誤差評価は、表 2-2 より得られ、水温で 0.38℃、塩分で 0.12psu、混合層水深で 7.2m、バリアレイヤーの厚さで 5.2m と見積もられる。

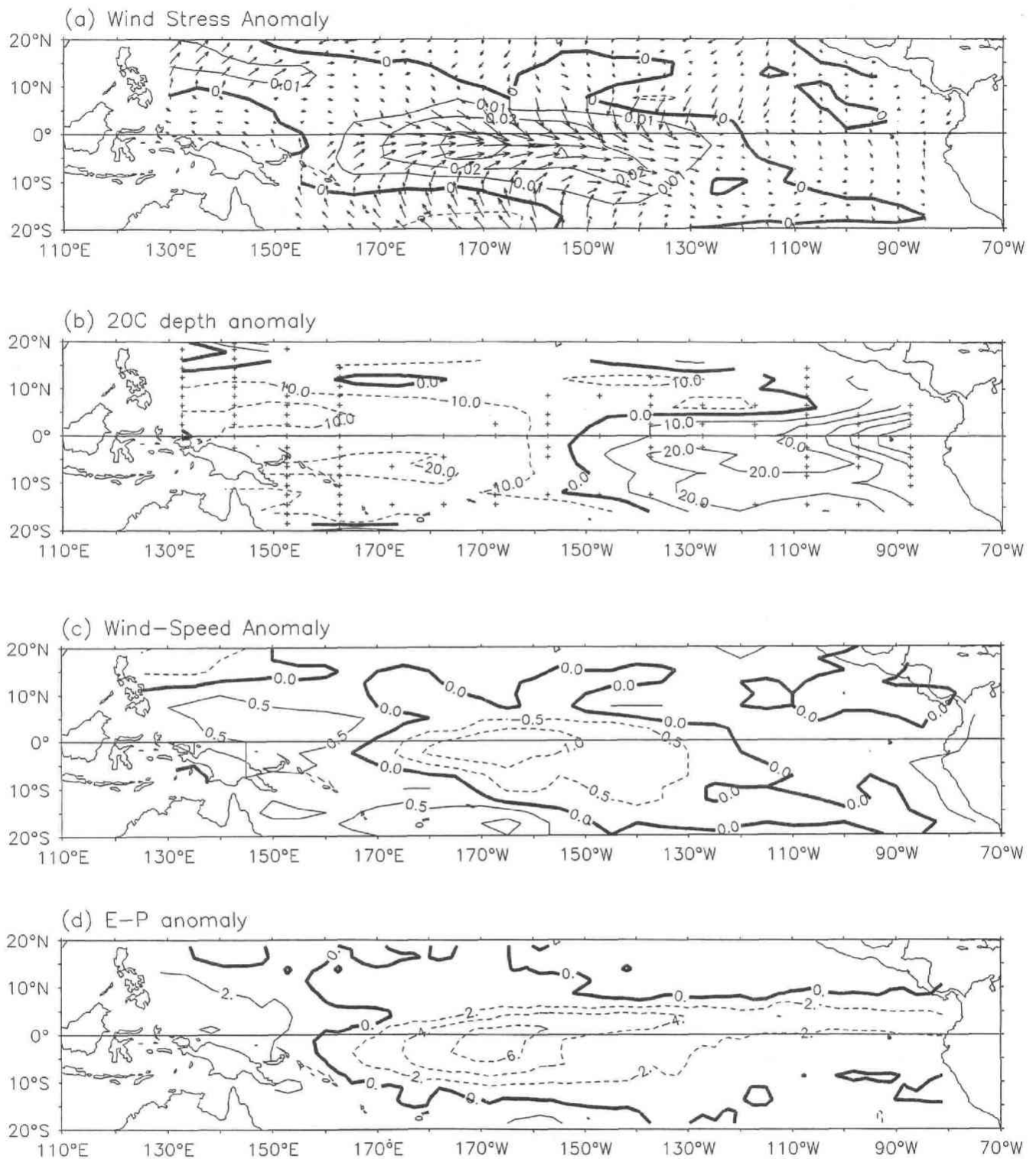


図 2-10. 合成図解析から得られる (a) 海上風応力(N/m^2)、(b) 20°C等温線深度(m)、(c)海上風速(m/s)、(d) 蒸発-降雨(mm/day)のアノマリー (エル・ニーニョ時から通常時を引く)。

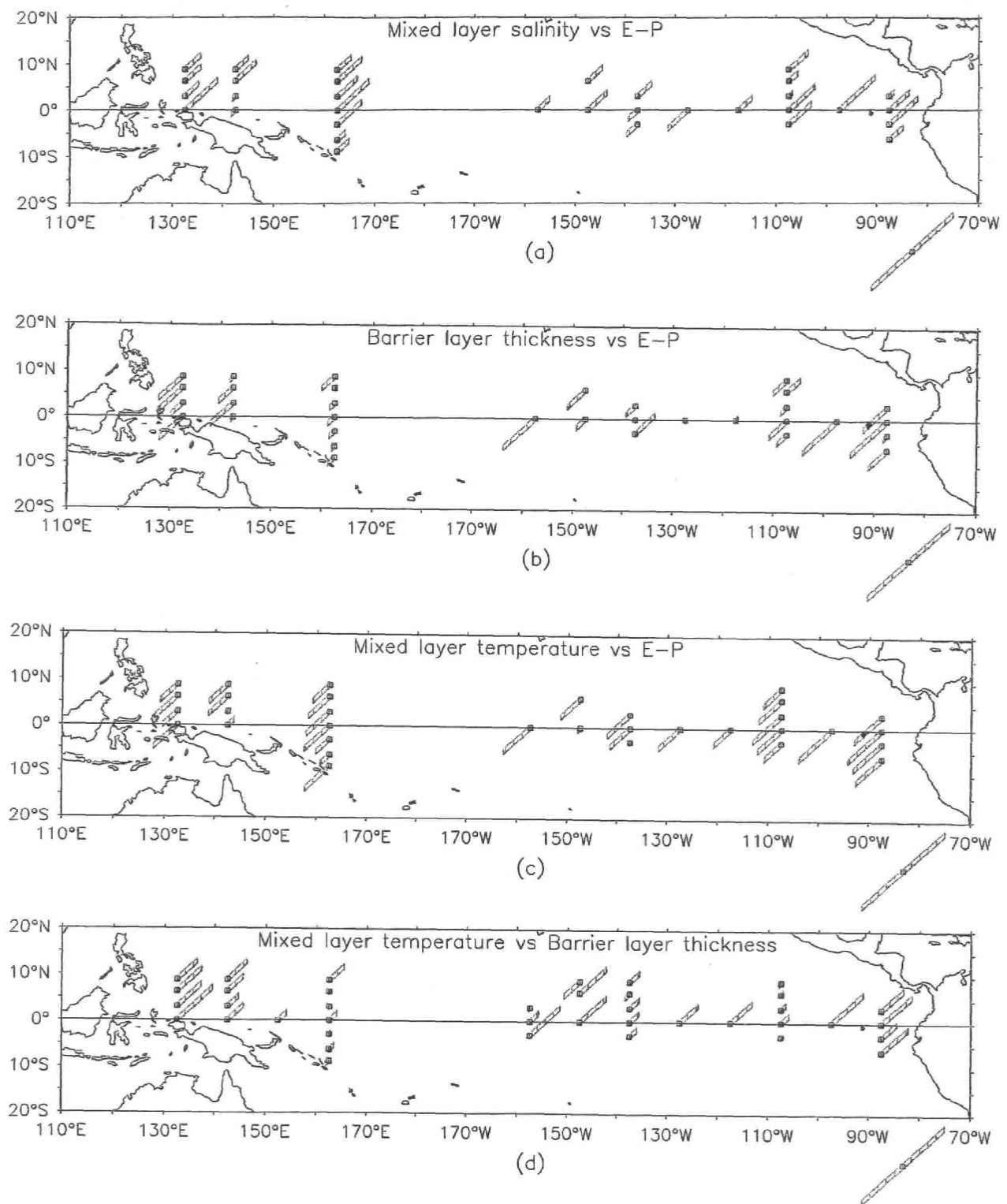


図 2-11. ローカルな蒸発-降雨 (E-P)、混合層水温、混合層塩分、バリアレイヤーの厚さの同時相関の分布を示す。(a) 混合層の塩分と E-P、(b) バリアレイヤーの厚さと E-P、(c) 混合層の水温と E-P、(d) 混合層の水温とバリアレイヤーの厚さの相関を示し、格子点より右上へ延びる場合は正の相関、左下に延びる場合は負の相関を示す。

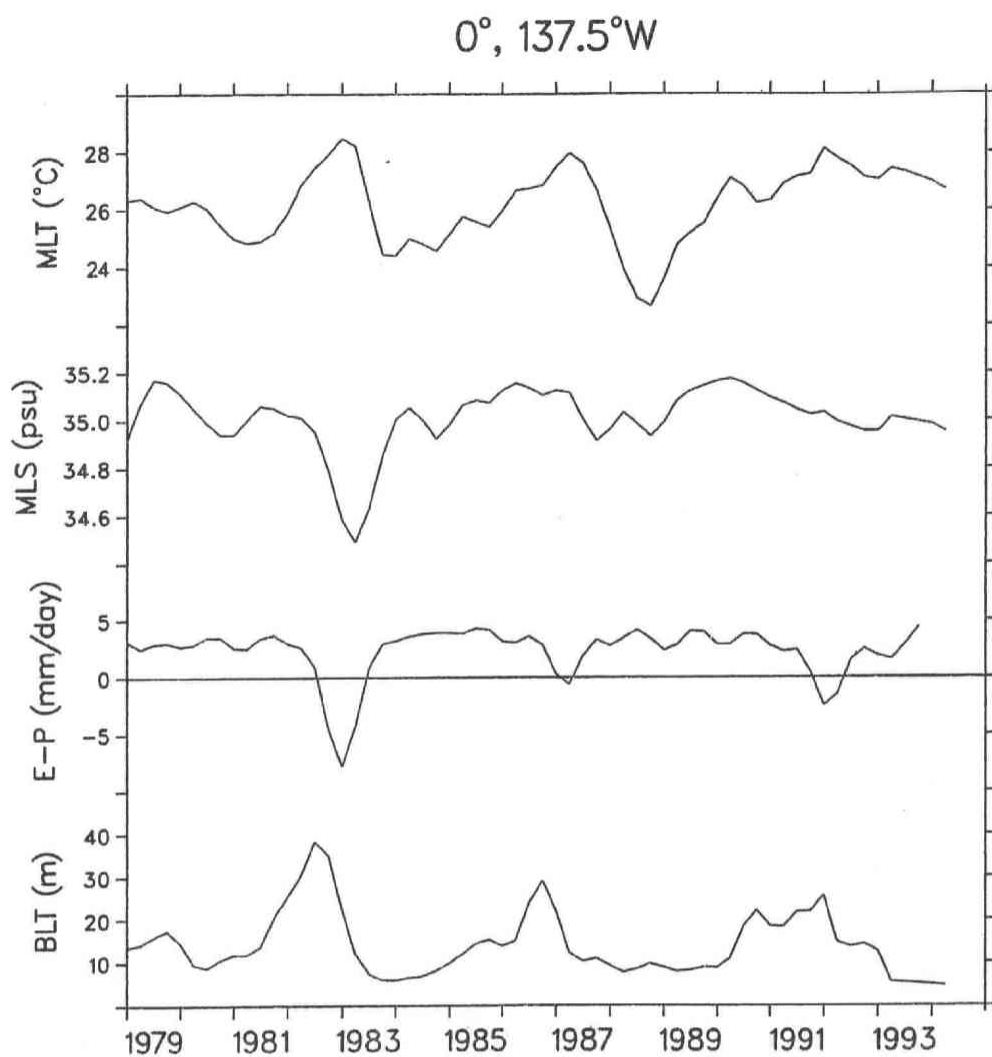


図 2-12。 西経 137. 5 度における混合層水温(°C)、混合層の塩分(psu)、E-P(mm/day)、
 バリアレイヤーの厚さ(m)の時系列を示す。3 ヶ月および赤道を挟んで 3 度×10 度の緯度経
 度格子に平均されたデータの時系列である。データは、さらに 1・2・1 のフィルターで平滑化
 されている。

表 2-1 合成図解析に用いられた ENSO の期間を示す。

Phase	Dates
El Niño	June 1976 to April 1977 April 1982 to June 1983 August 1986 to December 1987 March 1991 to May 1992 March 1993 to June 1993
La Niña	April 1984 to December 1985 March 1988 to May 1989
Normal	other periods

表 2-2 合成図解析を行ったときのサンプリングエラー。

Conditions	Sampling Error						Number of Seasons
	MLT, °C	MLS, psu	MLD, m	ISD, m	BLT, m	20°C, m	
Normal	0.25	0.07	4.6	5.0	3.1	4.9	667
El Niño	0.29	0.10	5.6	6.9	4.4	6.6	198
La Niña	0.28	0.06	5.5	6.2	4.2	5.6	197

Abbreviations are MLT, mixed layer temperature; MLS, mixed layer salinity; ILD, isothermal layer depth; BLT, barrier layer thickness. The number of seasons that went into the estimates is also shown.

表 2-3. 混合層水温を 20℃から 2℃毎にスライスしたときのバリエイヤーの統計値。

	Mixed-Layer Temperature, °C				
	>20-22	>22-24	>24-26	>26-28	>28-30
Number of casts	256	423	959	2418	4580
Average BLT, m	2.3	5.9	8.5	11.7	17.2
Casts with BLT >5 m, %	10.2	23.6	26.8	37.5	58.6
Average BLT (BLT >5 m), m	19.1	21.9	28.8	29.1	28.0
Median BLT (BLT >5 m), m	12.8	16.6	19.9	19.8	20.0

BLT, barrier layer thickness.

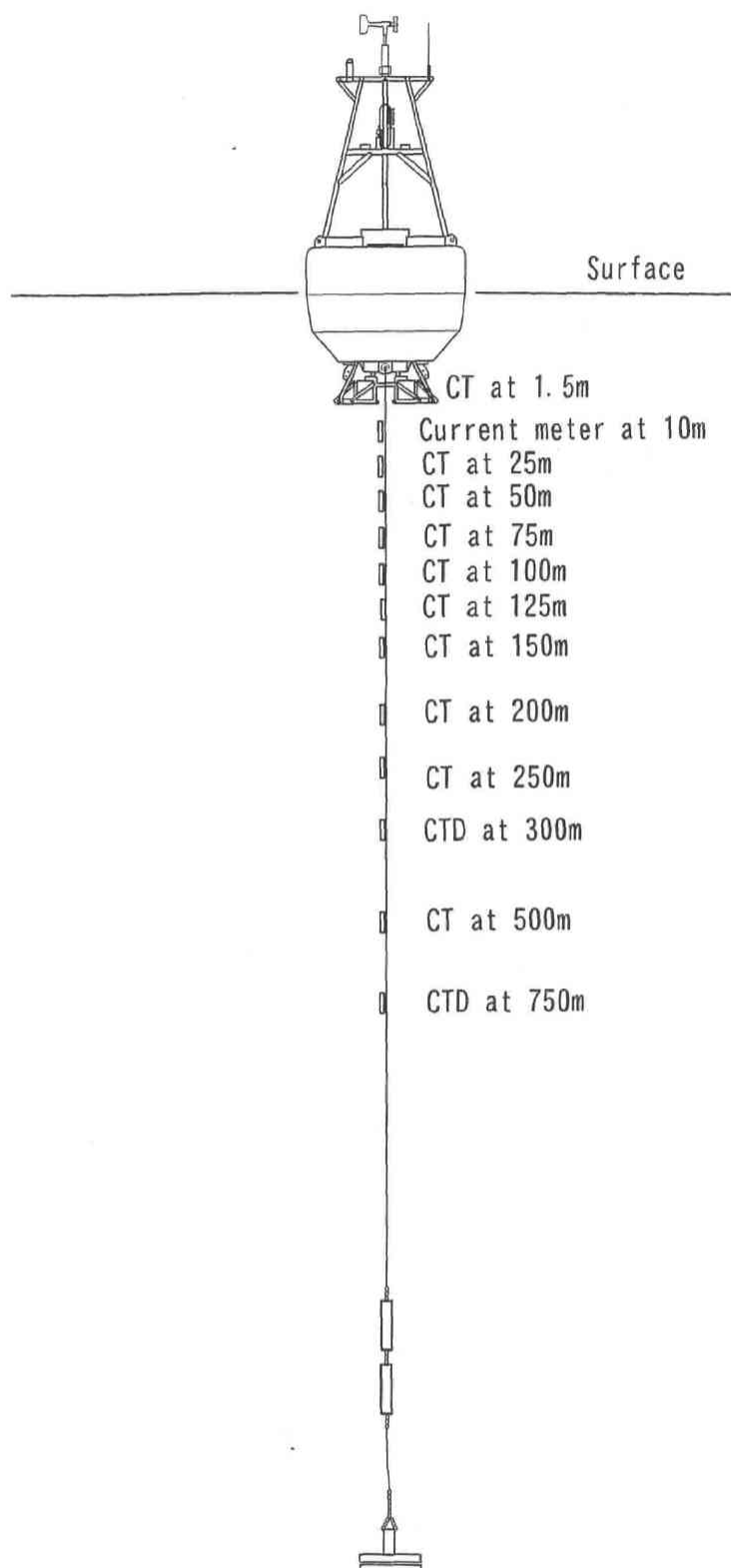


図 3-1. トライトンブイ。

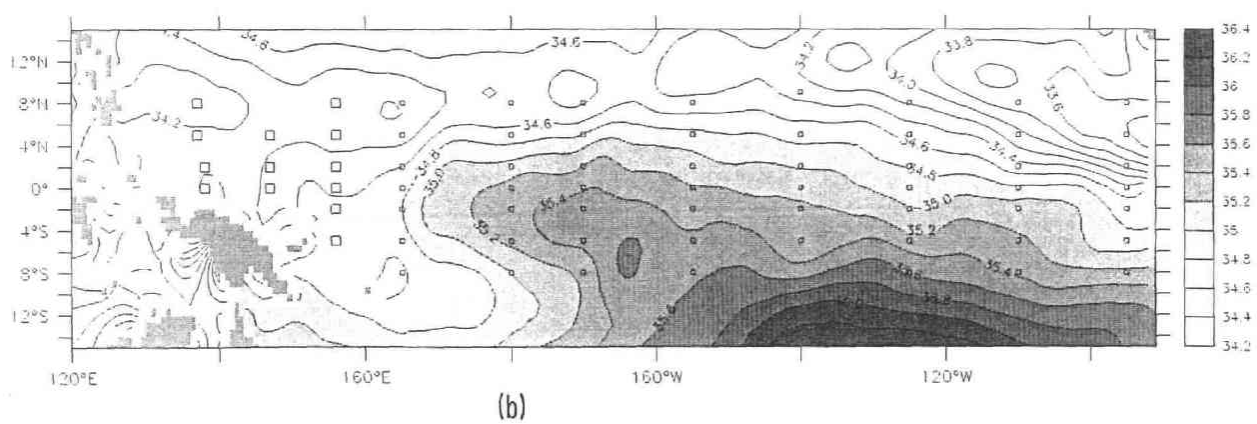
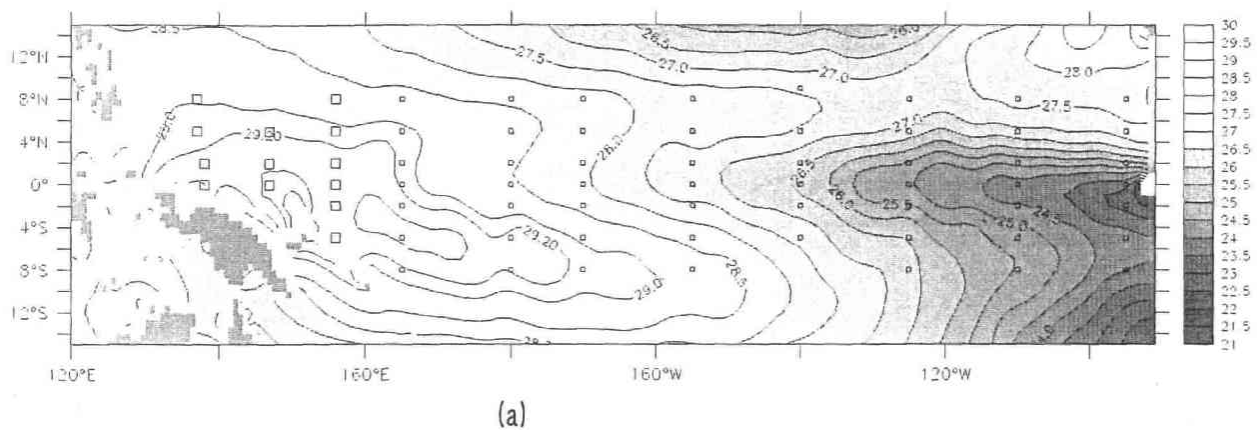


図 3-2 WOA98 データセットから得られた (a) 海面水温、および (b) 海面塩分の年平均分布とトライトンブイの設置位置 (□) とアトラスブイの設置位置 (小さい□)。

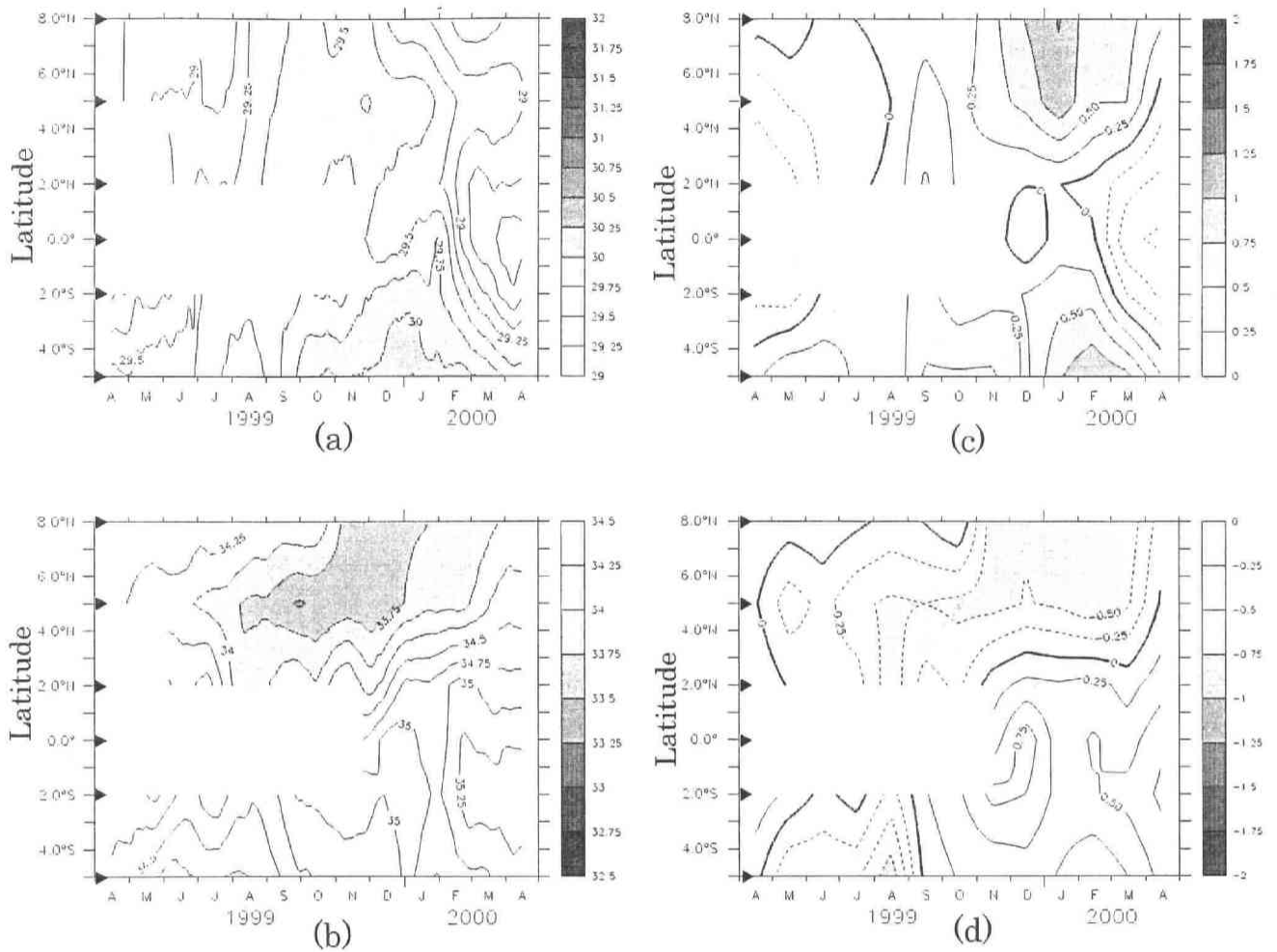


図 3-3 東経 156 度上のトライトンブイで計測された (a) 海面水温、および (b) 海面塩分、さらに東経 156 度上での WOA98 による気候値からのトライトンブイによる (a) 海面水温、および (b) 海面塩分の月平均値からのアノマリー。

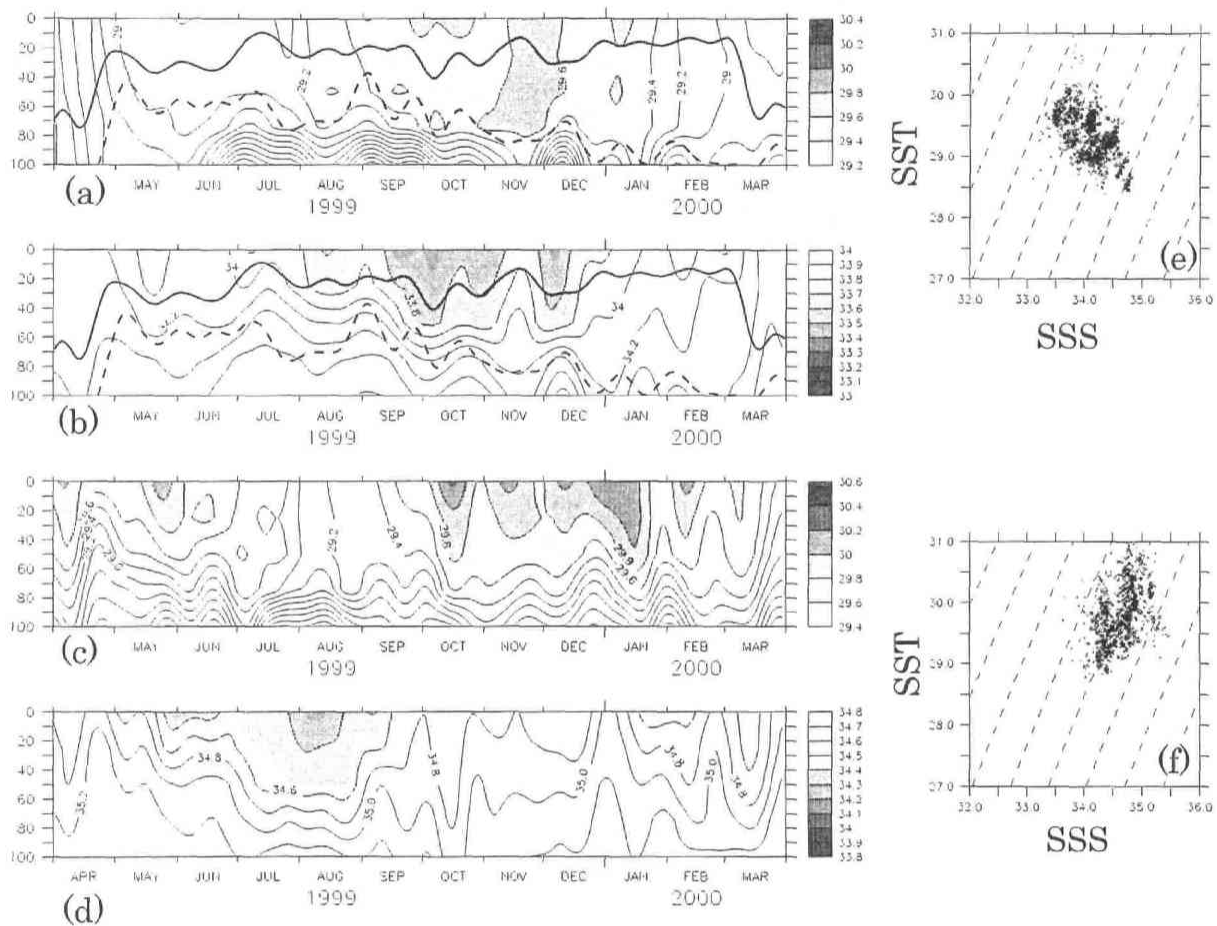


図 3-4. トライトンブイで観測された 100m までの表層水温および表層塩分の時間-鉛直断面図と海面水温と海面塩分の T-S 関係。(a) 北緯 5 度の表層水温の時間-鉛直断面、(b) 北緯 5 度の表層塩分の時間-鉛直断面、(c) 南緯 5 度の表層水温の時間-鉛直断面、(d) 南緯 5 度の表層塩分の時間-鉛直断面、(e) 北緯 5 度の海面水温と海面塩分による T-S 図、(f) 南緯 5 度の海面水温と海面塩分による T-S 図を示す。(a)および(b)の図中の実線は、密度で決められた混合層水深の変動、破線は等温層の水深の変動を示す。

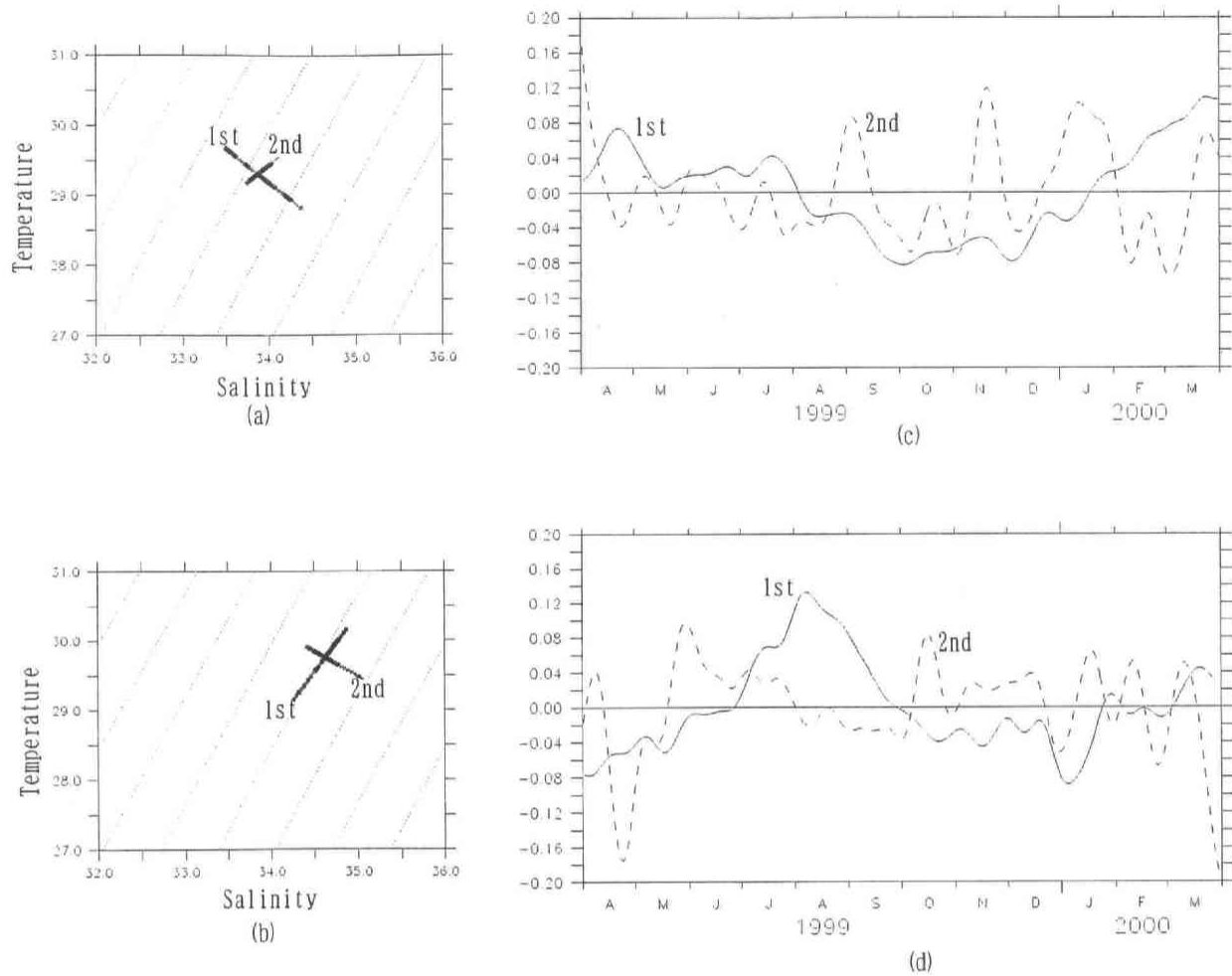


図 3-5. EOF（経験的直交関数）解析により展開された第1モード（実線）および第2モード（破線）の時系列(c および d)と復元された T-S 図(a および b)。(a) 北緯 5 度の EOF から復元された T-S 関係で、第1モードと第2モードを示す。(b) 南緯 5 度の T-S 関係で(a)と同様である。(c) 北緯 5 度の EOF により得られた時系列であり、第1モードと第2モードを示す。(d) 南緯 5 度の時系列であり、(c)と同様である。

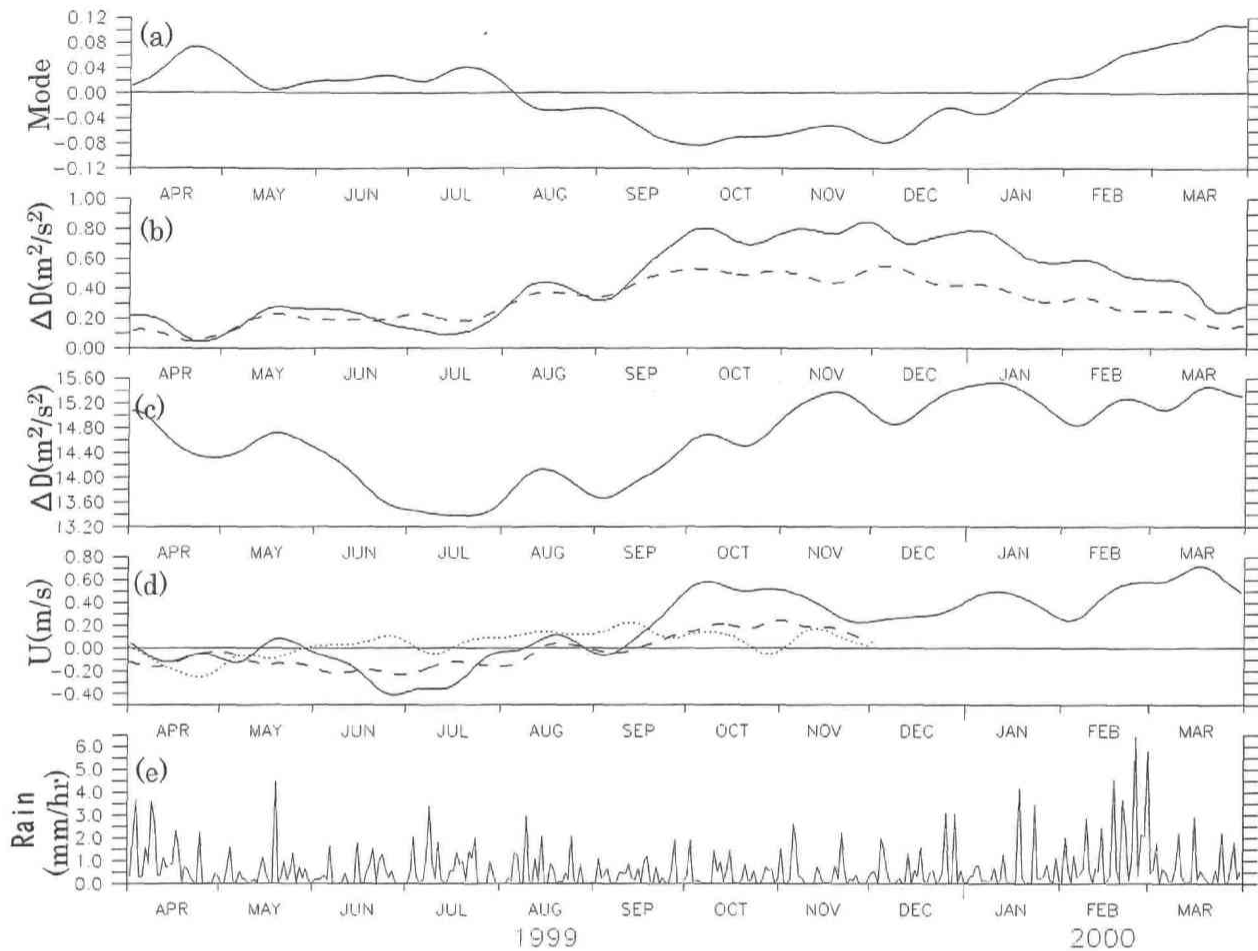


図 3-6. 北緯 5 度における(a) EOF の第 1 モードの時系列、(b) 100db 基準の海面力学高度変動（実線）および 50db 基準の海面力学高度変動（破線）、(c) 500db 基準の海面力学高度変動、(d) 北緯 5 度と北緯 8 度のデータから得られた海面地衡流速（実線）および北緯 5 度と北緯 8 度の 10m 水深での直接測流による東西流（破線が北緯 8 度で、点線が北緯 5 度）で正は東向き、(e) プイで観測された降雨変動を示す。(a)から(d)のデータはすべて 20 日のローパスフィルターをかけており、(e)に関しては日平均値である。(b)は、変動を見るために 100db 基準の力学高度で $6\text{m}^2/\text{s}^2$ 、50db 基準の力学高度で $3\text{m}^2/\text{s}^2$ を引いて表示してある。(d)の直接測流は、バッテリー切れのため 1999 年 11 月までのデータしかない。

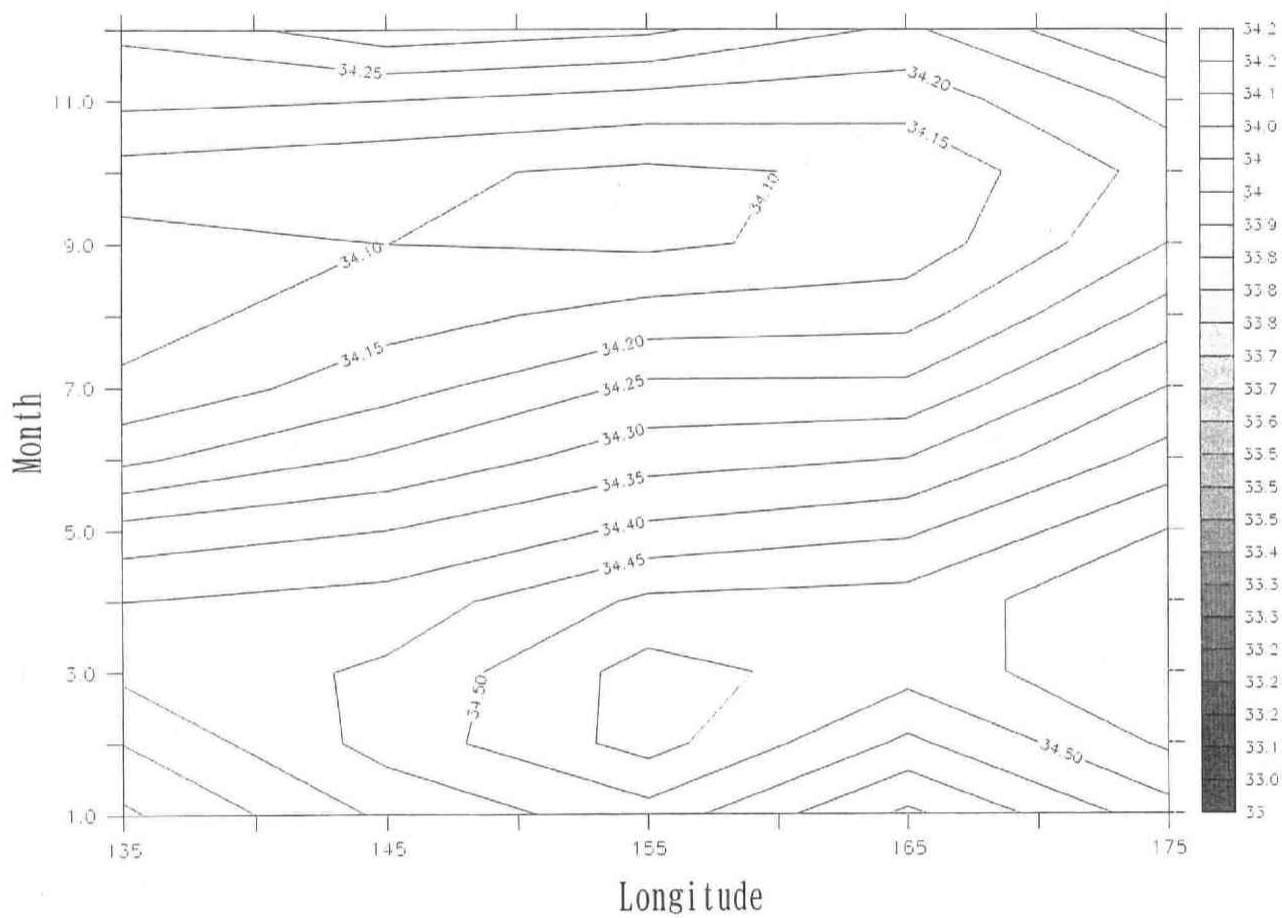


図 3-7. 海面塩分気候値データによる東経 135 度から東経 175 度までの北緯 6 度での海面塩分の季節変化。縦軸は月である。

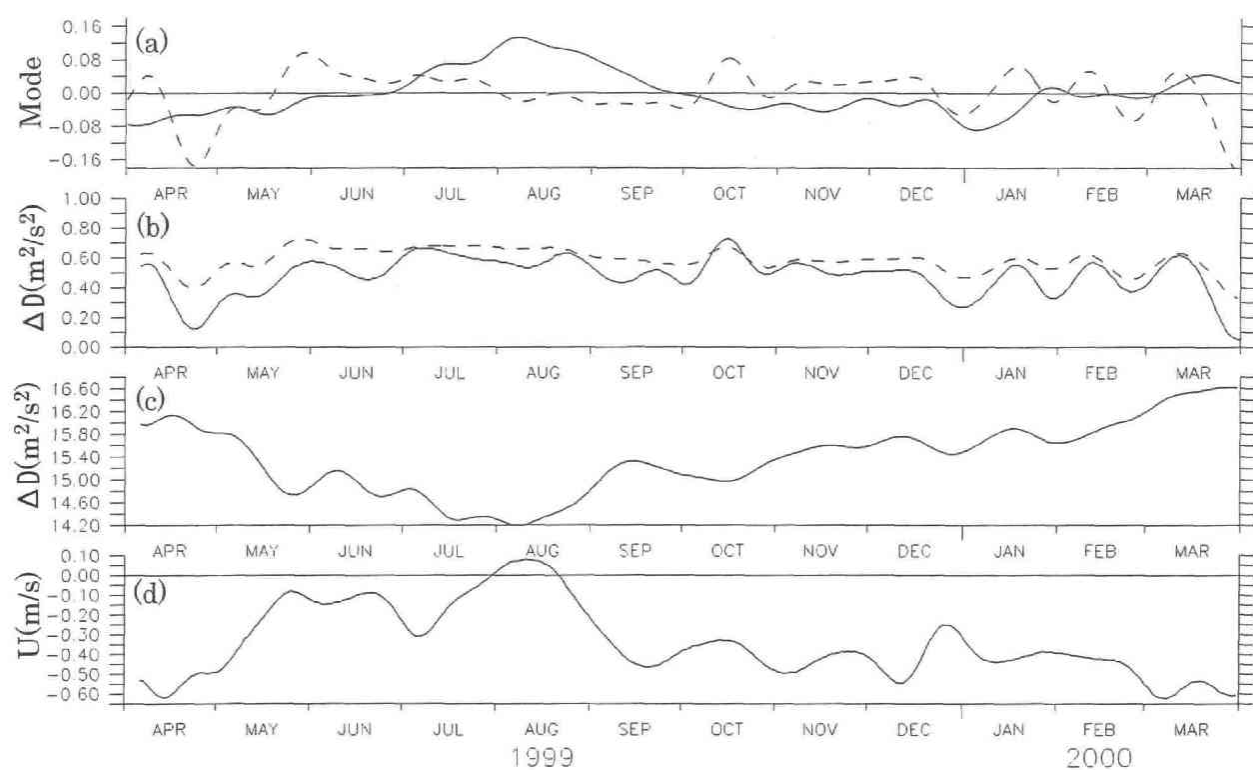


図 3-8. 南緯 5 度における(a) EOF の第 1 モードの時系列、(b) 100db 基準の海面力学高度変動（実線）および 50db 基準の海面力学高度変動（破線）、(c) 500db 基準の海面力学高度変動、(d) 南緯 5 度と南緯 2 度のデータから得られた海面地衡流速（正は東向き）を示す。(a)から(d)のデータはすべて 20 日のローパスフィルターをかけている。(b)は、変動を見るために 100db 基準の力学高度で $6.5\text{m}^2/\text{s}^2$ 、50db 基準の力学高度で $3.5\text{m}^2/\text{s}^2$ を引いて表示してある。

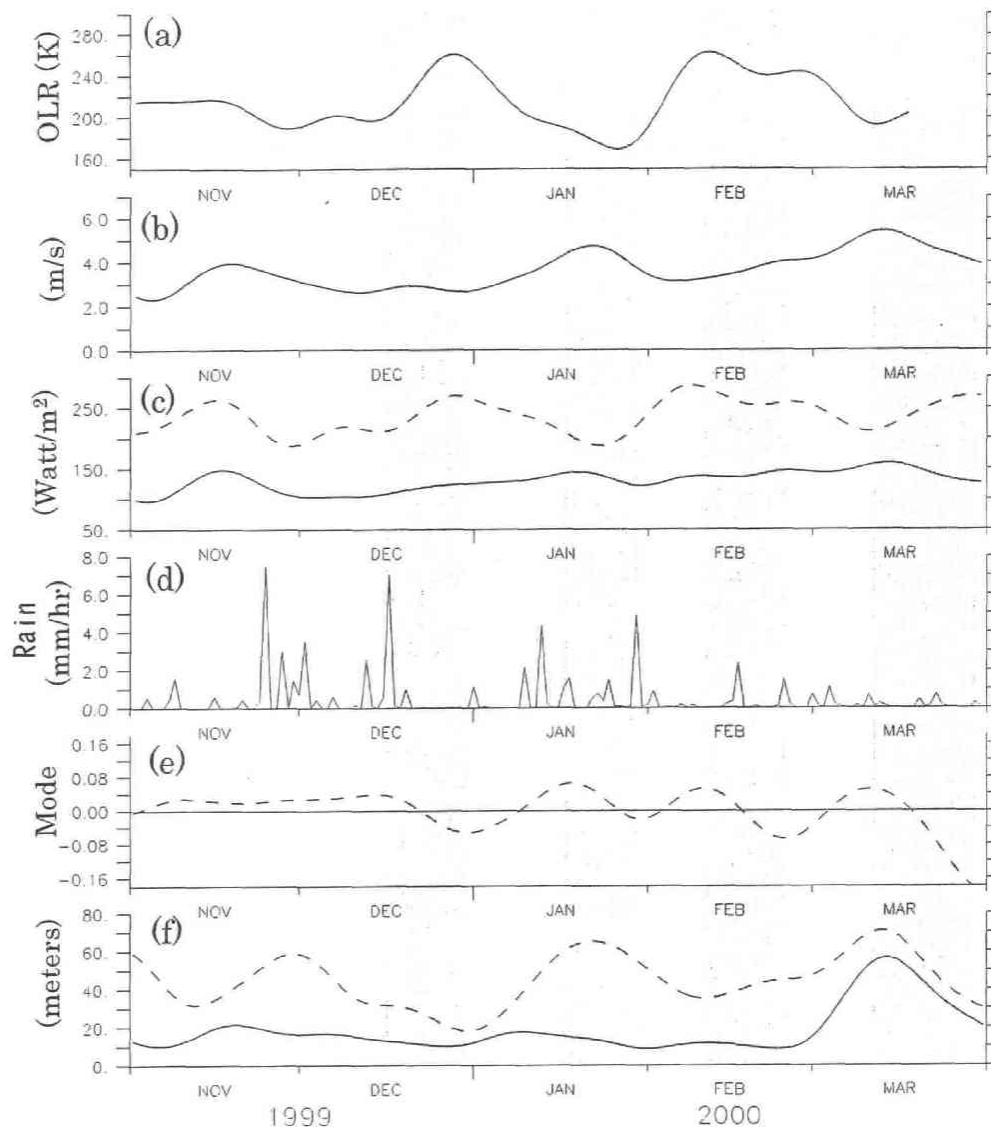


図 3-9. (a) 南緯 5 度東経 155 度における OLR の時系列で、データは NCEP (National Center for Environmental Prediction) のホームページよりダウンロードしたもの、(b) 南緯 5 度東経 156 度のトライトンブイで計測された海上風 (m/s) の時系列、(c) 同じブイデータより見積もられた上向きの潜熱フラックス (実線で単位は Watt/m^2) および下向きの日射フラックス (破線で単位は Watt/m^2) の時系列、(d) 同じブイで観測された日平均降雨 (mm/hr) の時系列、(e) 第 2 モードの時系列で正は高温・低塩側、(f) 混合層水深 (実線) および等温層水深 (破線) の時系列を示す。(d) の降雨以外の時系列データには 20 日のローパスフィルターをかけた。

表 3-1 第 1 モードおよび第 2 モードの寄与率

	Percentage of variance		Remarks
5N156E	First mode	59%	Negative correlation
	Second mode	17%	Positive correlation
5S156E	First mode	42%	Positive correlation
	Second mode	30%	Negative correlation

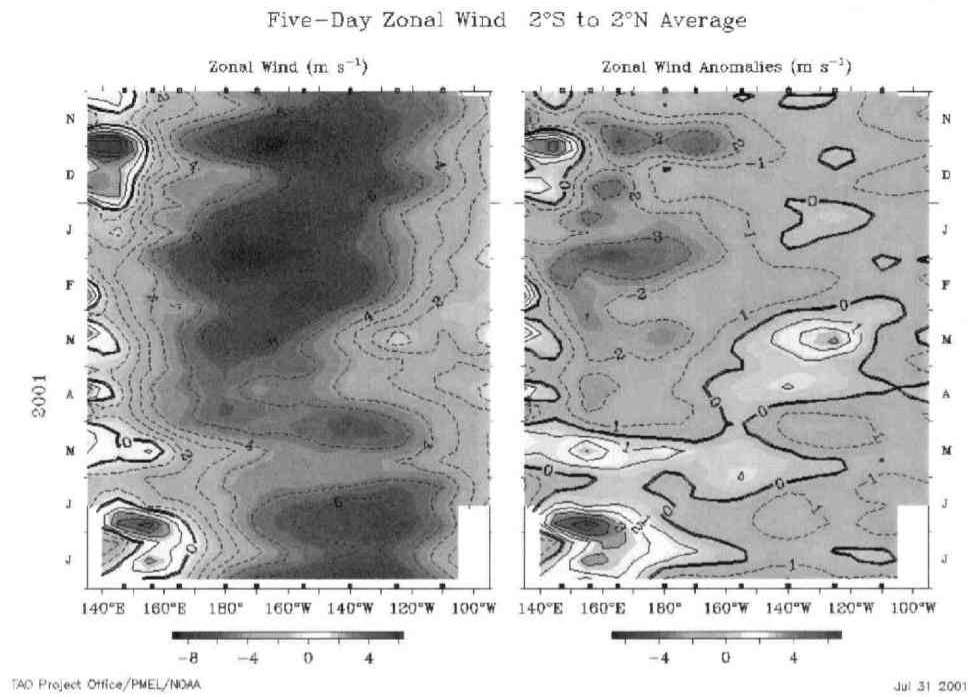


図 4-1. 赤道上で TAO/TRITON により観測された東西風の 5 日平均の経度-時間断面。右側が東西風、左側が東西風のアノマリーである。

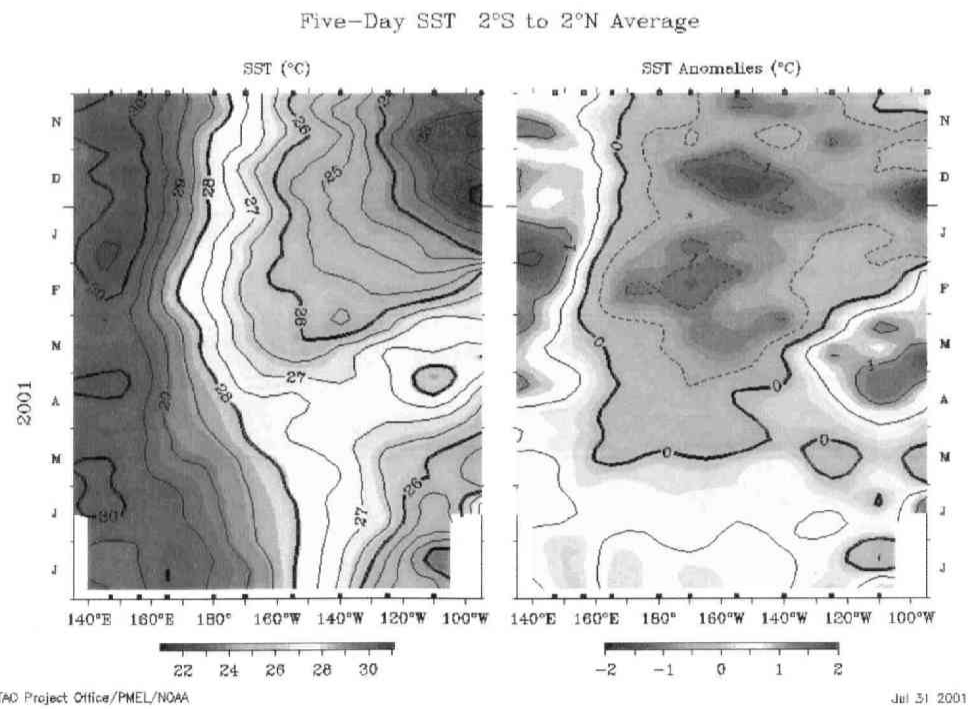


図 4-2. 赤道上で TAO/TRITON により観測された海面水温の 5 日平均の経度-時間断面。右側が海面水温、左側が海面水温のアノマリーである。

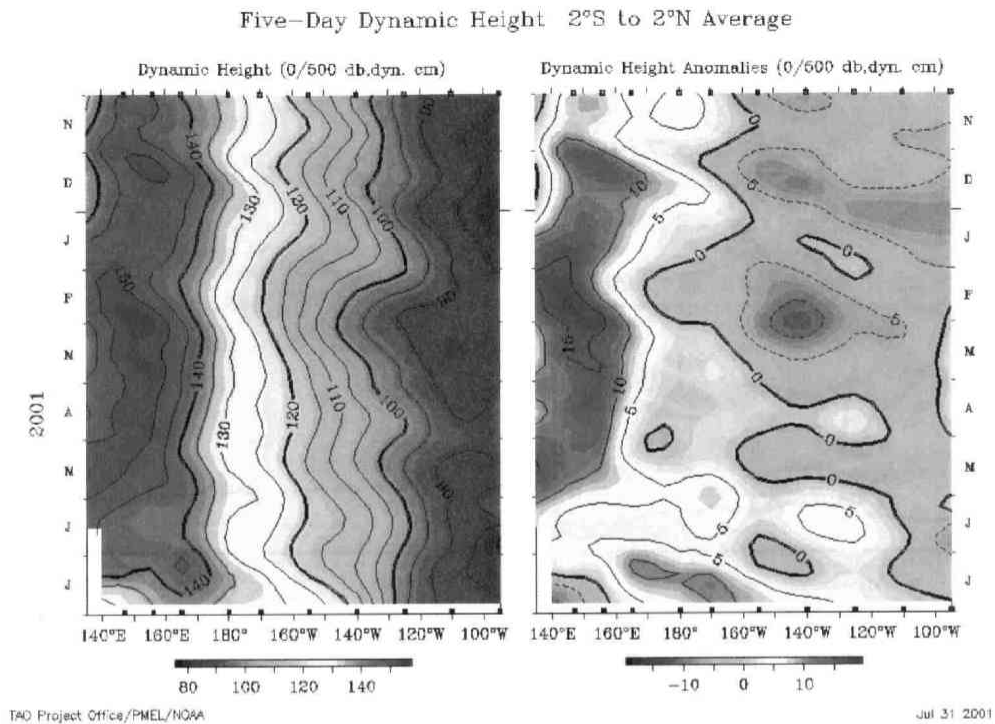


図 4-3. 赤道上で TAO/TRITON により観測された海面力学高度の 5 日平均の経度-時間断面図。右側が海面力学高度、左側が海面力学高度のアノマリーである。

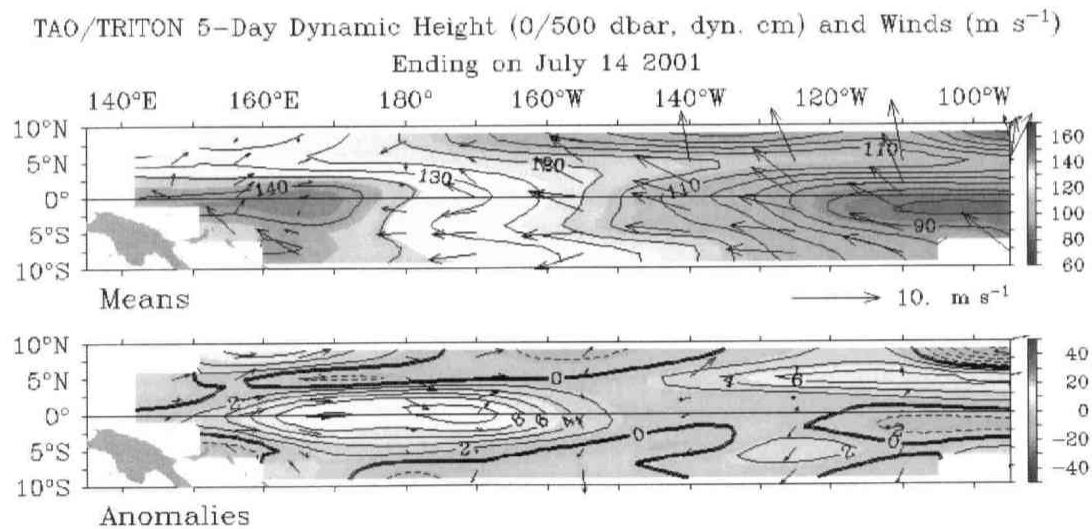


図 4-4. TAO/TRITON により観測された 2001 年 7 月 14 日における 500dbar 基準の海面力学高度の経度-緯度分布図。矢印は、海上風を示し、上図は力学高度の分布、下図は力学高度アノマリーの分布を示す。

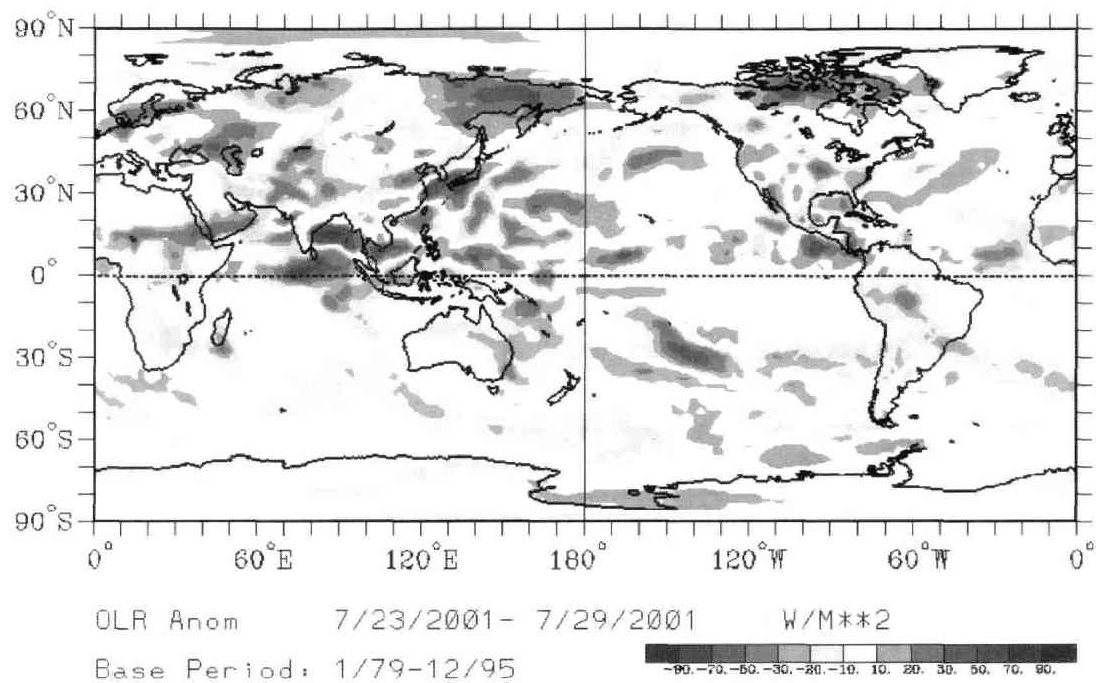


図 4-5 2001 年 7 月 23 日から 7 月 29 日の OLR(外向き長波放射)アノマリーの全球分布。

赤が通常より温度が低く雲が高く立っていることを示す。

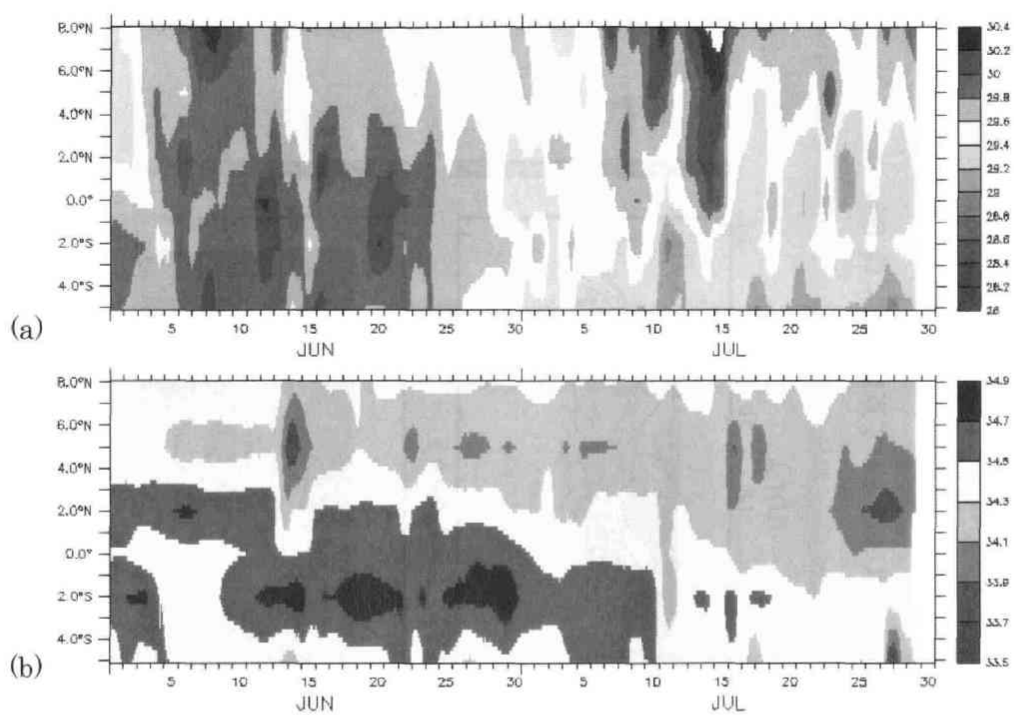


図 4-6 東経 156 度北緯 8 度から南緯 5 度のトライトンブイで観測された海面水温と塩分の緯度一時間断面図。(a) が水温、(b) が塩分を示す。

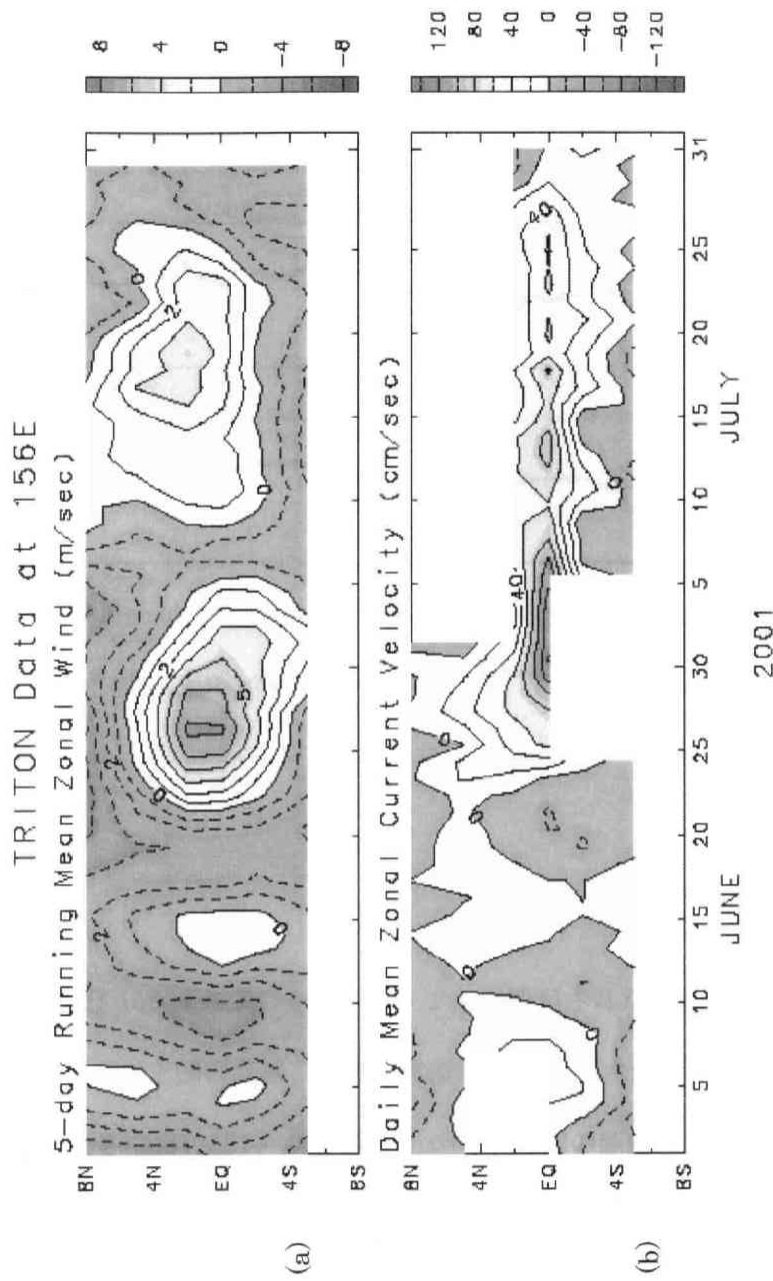


図 4-7. (a) 北緯 8 度から南緯 5 度のトライトンブイで得られた東西風および (b) 10m 深での東西流速。

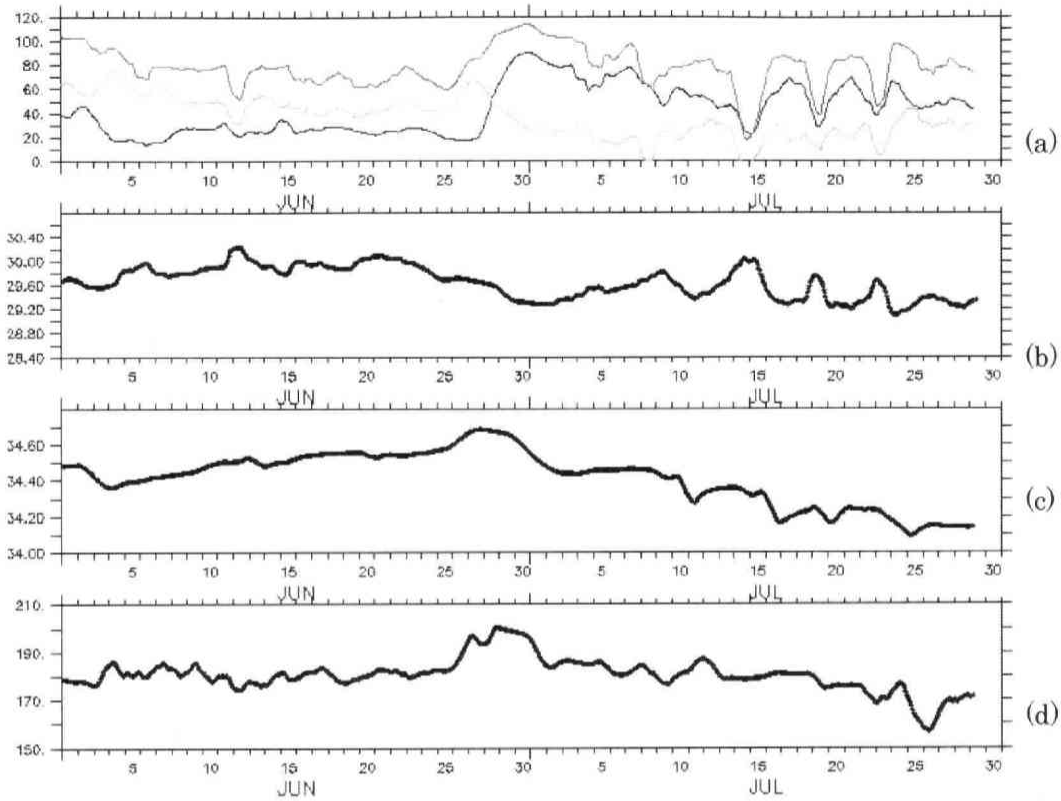


図 4-8. (a) 東経 156 度赤道のトライトンブイで観測された混合層水深、等温層水深、バリ
アレイヤーの厚さ（上図の黒線、赤線、緑線）、(b) 海面水温（上から 2 つ目の図）、(c) 海
面塩分（下から 2 つ目の図）、および (d) 20℃等温線の深度(meter)の 2001 年 6 月から 7
月の時系列。

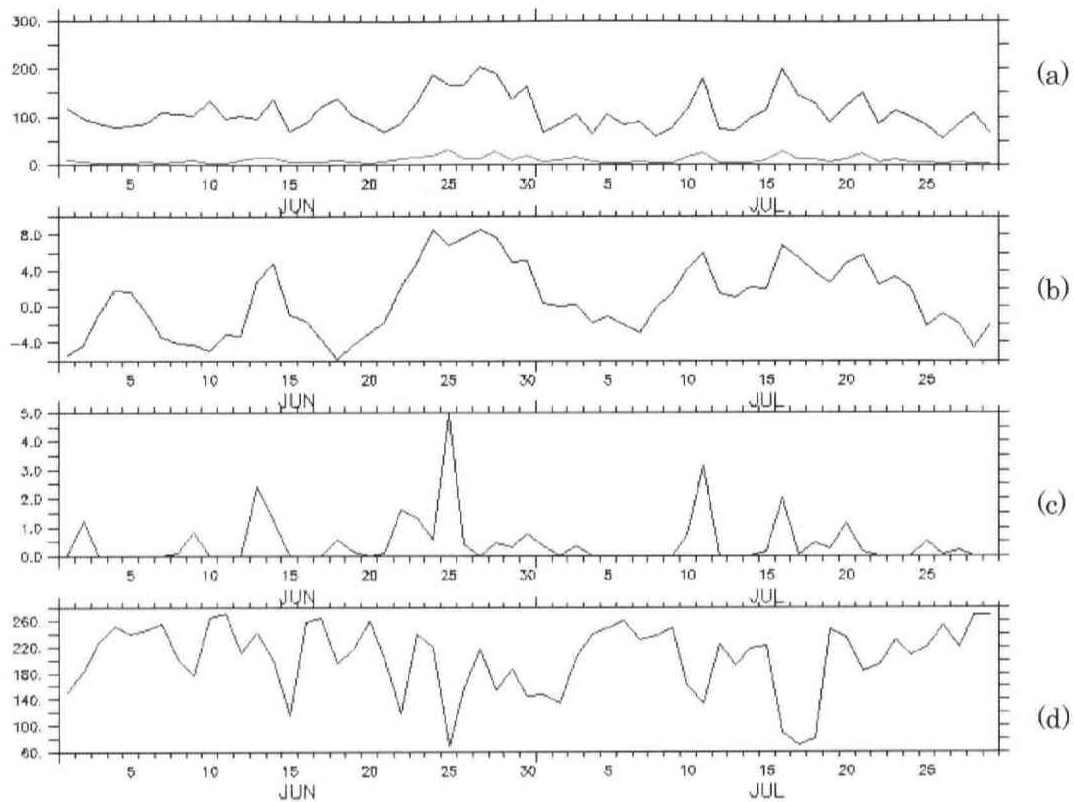
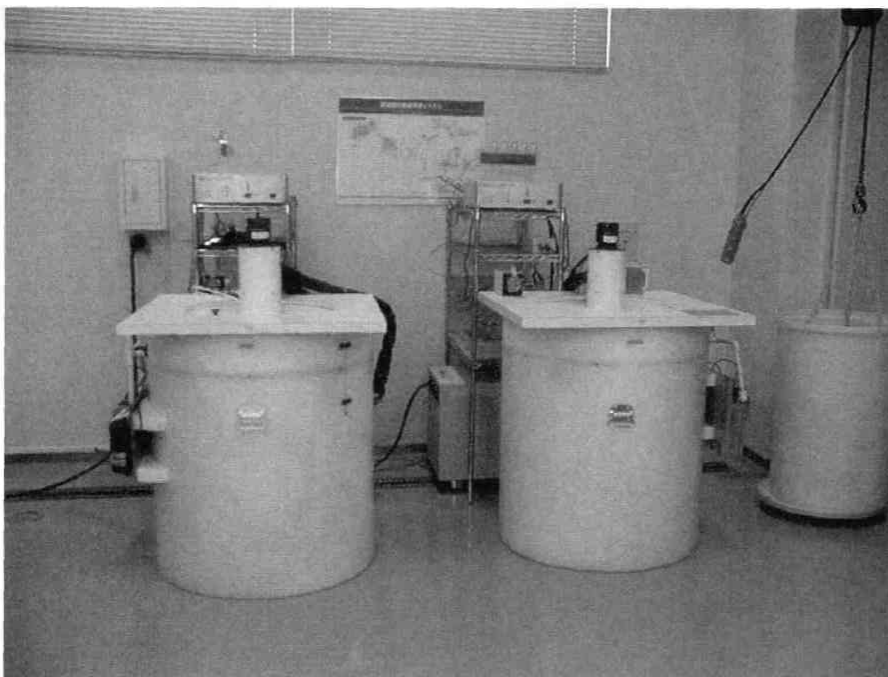
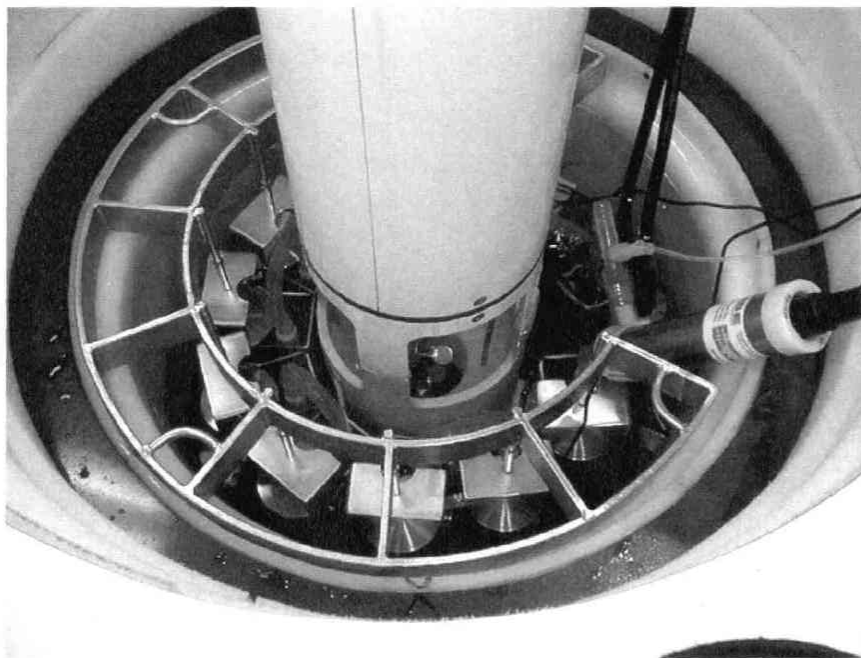


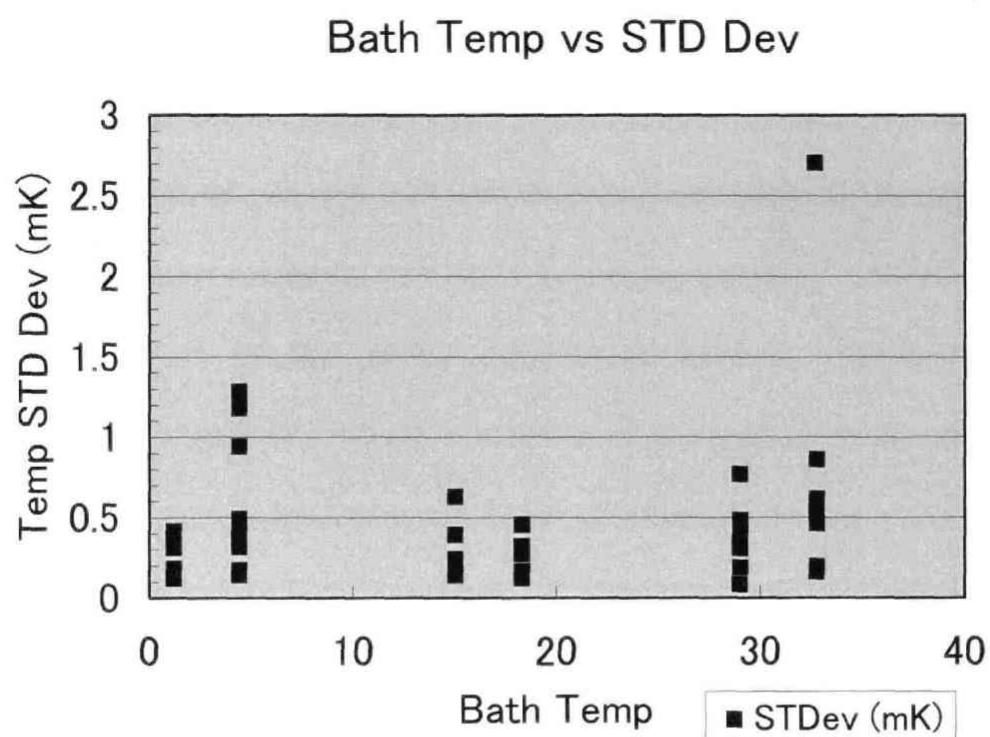
図 4-9 (a) 北緯 2 度東経 156 度のトライトンバイの気象データから計算された潜熱フラックス（黒線, W/m^2 ）および顕熱フラックス（赤線, W/m^2 ）の日平均値、(b) 日平均の東西風速（上から 2 つ目の図で、東向きが正、単位は m/s ）、(c) 日平均の降雨（下から 2 つ目の図、単位は mm/hr ）および (d) 日平均の下向き日射量（最下図、単位は W/m^2 ）。



写真A-1 検定バス全景（2台）。トライトンのCTセンサー検定時には、2台とも使用し検定する。



写真A-2 検定バス内部をセンサー設定後、上から見る。ハンガーにより10台のセンサーが同時に検定が出来る。実際に検定する際には、断熱材を蓋として入れる。



図A-1 1998年の検定における検定中の水温準器の標準偏差。横軸は、検定を行う温度で0℃付近から32℃付近までの6から7点で検定を行う。ほとんど全ての検定において、1mK以内で安定していることがわかる。

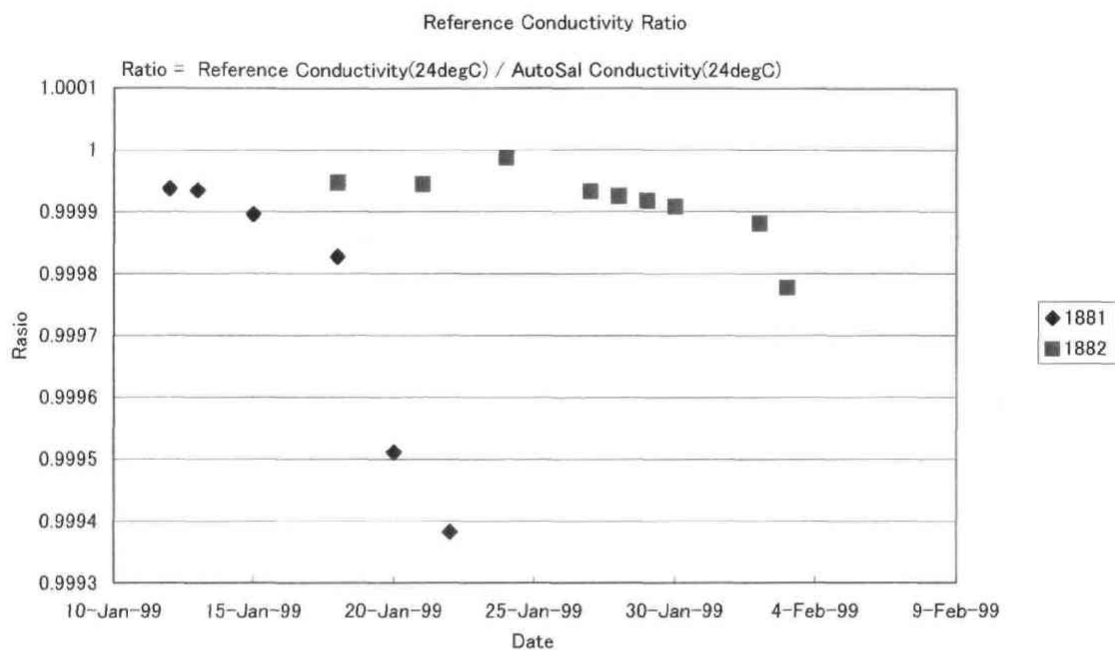
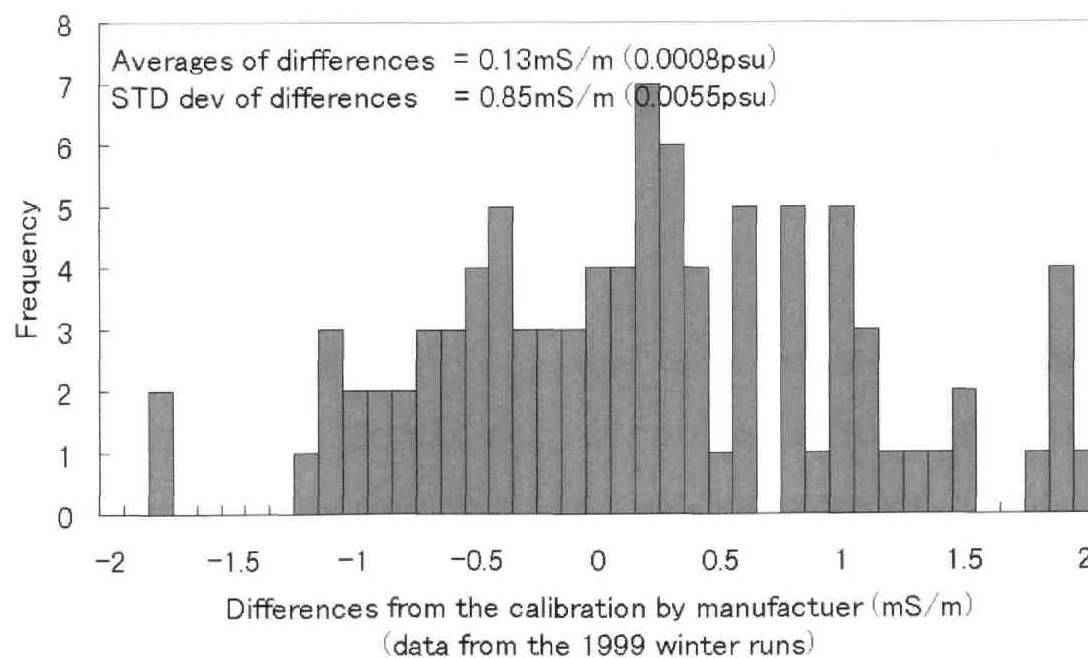
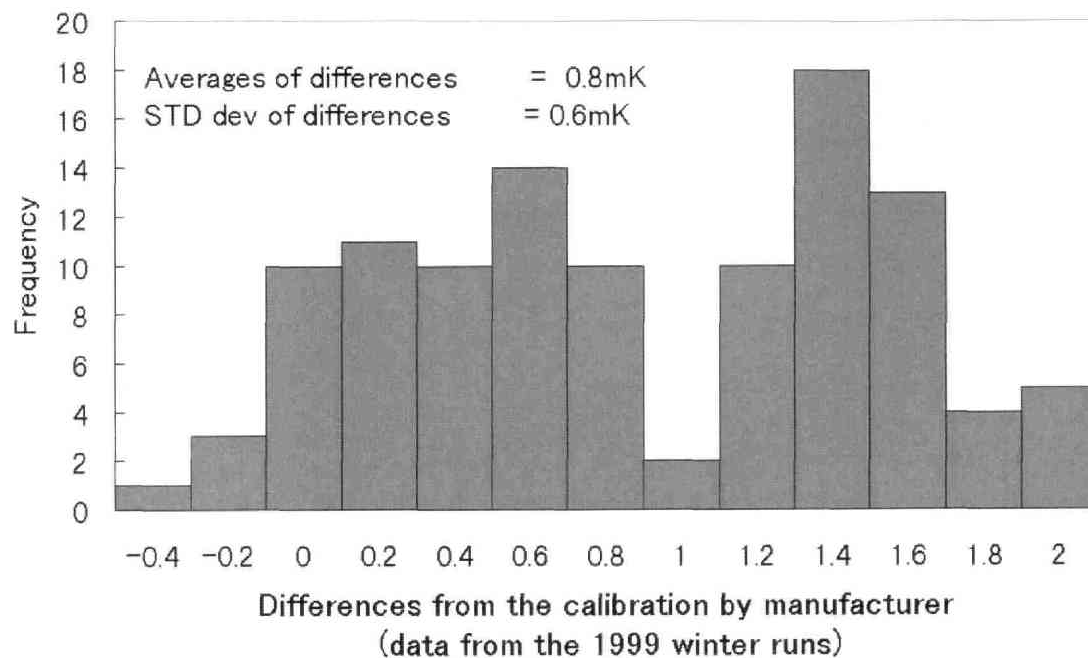
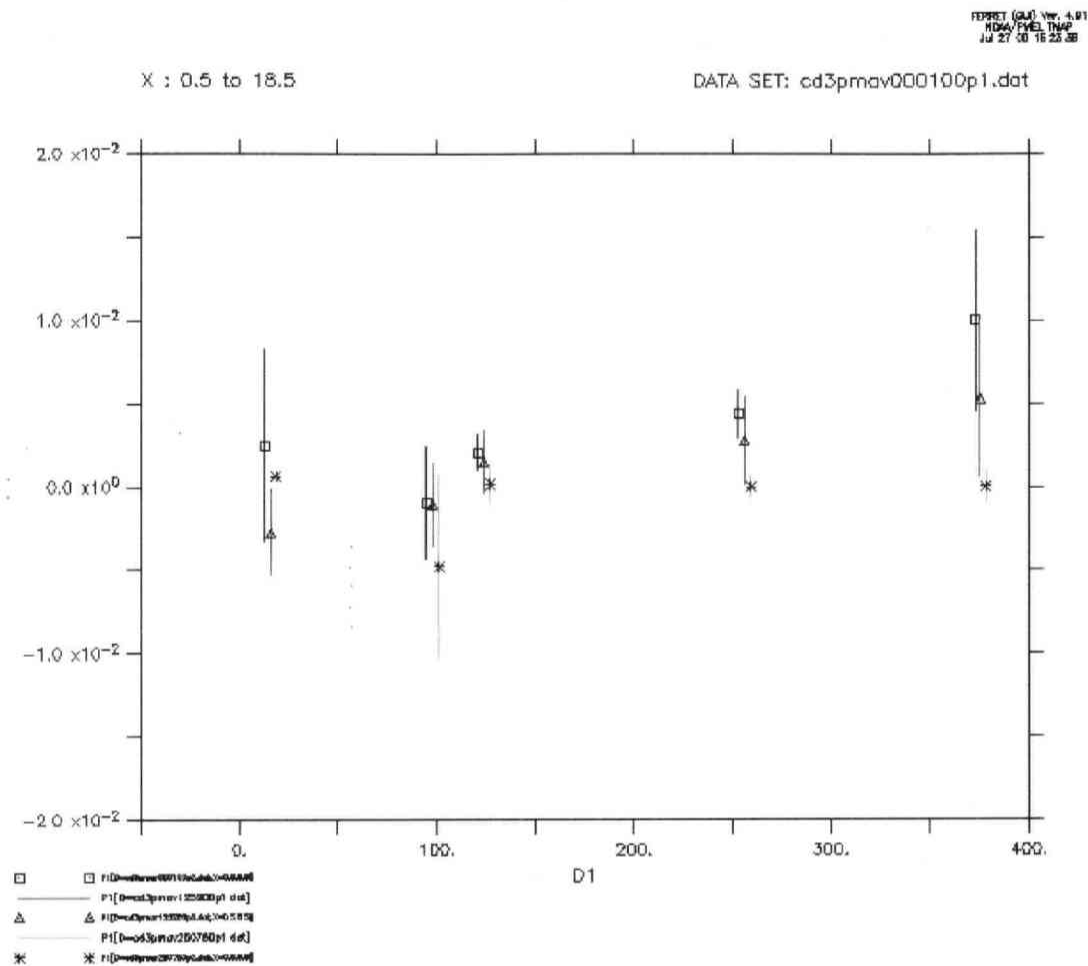


図 A-2 各検定時の電気伝導度準器にかけた補正係数の変化の一例（1999 年 1 月の結果より）。ほとんどが 1 付近であるが、徐々にずれていっている様子が分かる。特に、S/N1881 の電気伝導度センサーは、1 月 19 日の検定後突然補正係数が変わっている。このような場合は、センサーを洗浄するなどの手当が必要である。この場合には、1 月 22 日に使用を中止している。



図A-3 メーカーの検定結果との比較（1999年1月実施の検定より）。上図は、水温検定のメーカーとの差の頻度分布、下図は、電気伝導度検定のメーカーとの差の頻度分布。



図A-4 事前検定と事後検定からのドリフト。横軸は、センサーが係留された期間（日数）、縦軸は、電気伝導度（S/m）での事後検定におけるドリフトを示す。黒は、表層 100m 以浅での係留、赤は、125m から 200m の係留、緑は、250m 以深の係留を示す。

参考論文

論文リスト

1. 山本 浩文、安藤 健太郎、美澄 篤信、1993: 東シナ海トカラ海峡周辺海域の黒潮の流れの場の推定、*海と空*, **69**, 25-34
2. Ando, K., T. Ichiye, K. Muneyama, 1994: Water masses and hydrography in the tropical Pacific during Japanese Pacific Climate Study '91 cruise, *J. Oceanogr.*, **50**, 239-245.
3. Ando, K., Y. Kuroda, K. Yoneyama, K. Muneyama, and K. Takeuchi, 1995: Variations of hydrographic properties and heat budget observed at 0, 156E during the TOGA COARE R/V Natsushima cruise, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73**, 653-663.
4. Ando, K., and K. Hanawa, 1995: Two types of subsurface waters formed in the Japan Sea, *Umi to Sora*, **71**, 13-24.
5. Ando, K., and M. McPhaden, 1997: Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **102**, 23,063-23,078.